

## Caracterización de un paleosuelo enterrado bajo los sedimentos terciarios de As Pontes de García Rodríguez. (A Coruña, Galicia, NW España)

## Characterization of a buried paleosol under the upper tertiary sediments of As Pontes de García Rodríguez. (A Coruña, Galice, NW Spain)

GEY, M. P.; GARCIA, C.

Se estudia un perfil de meteorización y edáfico sobre filitas que se encuentra enterrado bajo los sedimentos de la cuenca terciaria de As Pontes de García Rodríguez (NO de España).

El análisis mineralógico y los rasgos micromorfológicos (esferosideritas) ponen de manifiesto que el proceso edafogenético se desarrolló bajo dos paleoambientes sucesivos: El inicial, bajo condiciones subaéreas, conduce a la formación de caolinita y goethita; el segundo, con hidromorfía permanente, afecta fundamentalmente a los compuestos de hierro, originándose siderita.

Como ayuda para entender los antiguos procesos, se analiza un perfil situado en el borde de la cuenca.

**Palabras clave:** paleosuelo, micromorfología, hidromorfía, siderita.

A soil profile developed from phyllites is studied, it is located under the sediments of the Tertiary basin of As Pontes de García Rodríguez (NW Spain).

The mineralogical analysis and the micromorphological features show that the pedogenetic process comprised two successive paleoenvironmental steps: The initial stage under subaeric conditions, led to the formation of kaolinite and goethite. During the second one, under permanent hydromorphic conditions, the main feature was a redistribution of iron compounds, with the formation of siderite.

For the understanding of paleoprocesses, a present hydromorphous profile located on the basin margin is also studied and compared.

**Key words:** paleosol, micromorphology, hydromorphy, siderite.

## INTRODUCCION

Bajo los sedimentos que colmatan las cuencas terciarias gallegas se deberían hallar los suelos que recubrían la superficie antes del proceso de sedimentación acaecido en Galicia durante el Terciario. Con el fin de conocer los procesos de alteración y edafogénesis que se desarrollaron en esa época tratamos de localizar perfiles de alteración y paleosuelos cubiertos por esos depósitos sedimentarios pues, como decía RETELLACK (1990), «la prueba más fiable de que nos encontramos ante un paleosuelo es el sellado del mismo por sedimentos».

En este caso se presentan los resultados del análisis de un sondeo de 63 metros de profundidad, realizado en la cubeta de As Pontes de García Rodríguez, en cuya base fue posible identificar un paleosuelo desarrollado sobre las pizarras ordovícicas que forman parte del substrato de la mencionada cuenca.

Además, siguiendo las recomendaciones de Boardman (1985), que califica de «vital» el que los paleoedafólogos se familiaricen con las superficies de suelo modernas de modo que sirvan para identificar convincentemente a sus homólogos enterrados, se completa el estudio con el análisis de un suelo actual situado en el marco de la cuenca con unas características litológicas y unas condiciones de drenaje similares a las que debió presentar el suelo enterrado.

## MATERIAL

El sondeo en el que se identificó el paleosuelo objeto de estudio está situado en la parte meridional de la subcuenca Oeste de As Pontes de García Rodríguez, (aproximadamente en las coordenadas 43°20' N y 7°51' W) en una zona de borde y en posición topográfica de ladera (Fig. 1), relativamente próximo al estrechamiento que sufre la gran cuenca donde aparece la cuarcita americana.

La cota superficial del sondeo es de 346 m, el substrato se encuentra a 295 m aproximadamente. La profundidad del sondeo es de unos 63 m, de los que entre 5 y 10 m corresponden a la zona de alteración de la pizarra; sobre ella aparece el paleosuelo con un espesor de 4,4 m, cubierto por una capa de cuarcita carbonosa de 8 cm que, probablemente, lo protegió de la erosión y sobre ésta se encuentra el depósito sedimentario. En la Figura 1 se enclava el sondeo analizado en la columna estratigráfica tipo de la cuenca de As Pontes y en ella se puede observar que contiene 3 capas de lignito C, B, A, pertenecientes a la parte superior del tramo II.

Para este estudio se hizo una primera selección de 17 muestras (entre los 63 y los 37 m de profundidad) atendiendo a los cambios morfológicos (grado de compactación, color, orientación, facilidad para la disgregación...) y, tras un primer análisis mineralógico por DRX de la muestra total, se escogieron 10 muestras que fueron analizadas más detalladamente:

—Muestra 1 (62 m): Filita abigarrada en tonos oliva grisáceo 7,5Y 4/2(s) y rojo oscuro 10R 3/4(s). Esta muestra ha sido considerada como la roca más fresca del perfil.

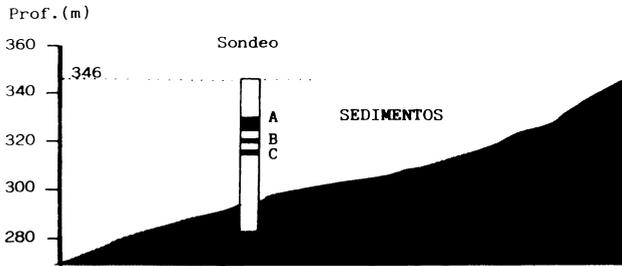
—Muestra 2 (57 m): Filita de tonos amarillo oliva 7,5Y 6/3(s) y rojo 10R 4/8(s).

—Muestra 5 (55 m): Filita en la que predominan los tonos versosos gris oliva 10Y 6/2(s), aunque se observan finas laminillas y películas de color rojo grisáceo 7,5R 4/2(s).

—Muestra 9 (50 m): Filita fácilmente disgregable de color gris claro 7,5Y 8/1(s) con laminillas de color pardo rojizo oscuro 10R 3/3(s).

—Muestra 12 (44 m): Filita muy alterada, fácilmente disgregable, en algunas zonas se hace masiva, perdiendo su orientación característica; su color es blanco grisáceo N 8/0(s) con películas y láminas de color pardo rojizo oscuro 10R 3/3(s).

Posición topográfica del paleosuelo en el zócalo de la cuenca.



Esquema y granulometría del sondeo analizado.

Columna estratigráfica tipo de la cuenca de As Pontes.

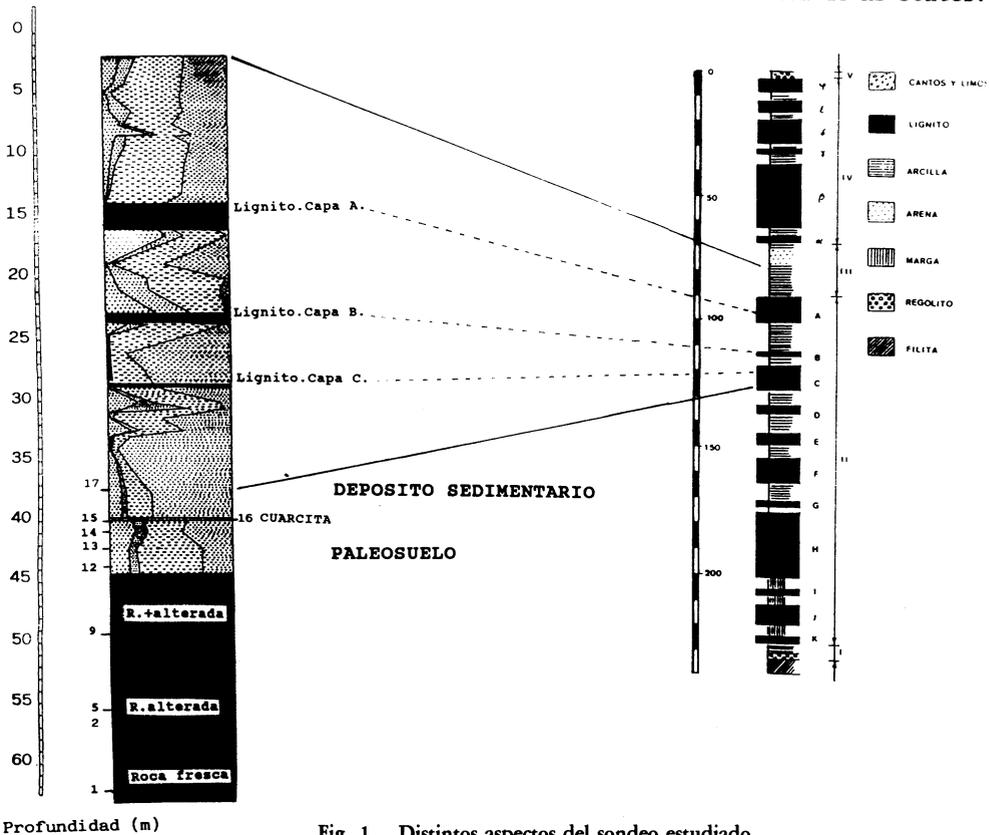


Fig. 1. Distintos aspectos del sondeo estudiado.

—Muestra 13 (42 m): Similar a la anterior pero toda ella de aspecto masivo, sin pizarrosidad. Las laminillas de color rojizo forman un sistema dendrítico que compacta la masa grisácea de carácter arcilloso.

—Muestra 14 (41 m): Sin estructura aparente. Color blanco grisáceo N 7/0(s) con abundantes grietas tapizadas por películas de color pardo-rojizo oscuro 10R 3/3(s); es tal su abundancia que constituyen un entramado que apenas permite ver la masa grisácea.

—Muestra 15 (39 m): Sin estructura aparente. Color gris claro 10Y 8/1(s). Una observación detallada permite ver unas pequeñas concreciones.

—Muestra 16 (39'4-38,6 m): Capa de cuarcita carbonosa de 8 cm de espesor.

—Muestra 17 (36 m): Sin estructura. Color gris claro 10Y 8/1(s). Esta muestra corresponde ya al inicio del depósito sedimentario y, tal como puede observarse en la Figura 1, el cambio textural es claramente significativo.

Para el análisis de los procesos de meteorización y edafogénesis actuales, se ha recogido un perfil en el entorno de la cuenca de coordenadas 43°30'N-7°49'W.

El perfil correspondiente al suelo actual consta de un horizonte Ag (0-20 cm) de color oliva grisáceo 7,5Y 5/2(h) en el que predominan los tonos naranja-amarillentos 10YR 7/8(h), un horizonte Bg (20-40 cm) de color oliva-grisáceo 7,5 Y 4/2(h) y un horizonte Cg de color gris N 4/0. También se han recogido muestras de roca en tres estados de alteración. Los tres horizontes tienen textura franco-limosa. La presencia de horizontes Ag y Bg así como los colores que caracterizan el perfil indican las condiciones de hidromorfía a que está sometido, encontrándose escasamente drenado y muy húmedo.

## MÉTODOS

1. La descripción morfológica del perfil del suelo actual se realizó siguiendo el sistema FAO (1968), de la cual se presenta una síntesis.

2. La determinación del color en húmedo y seco se hizo de acuerdo con las claves internacionales Munsell Soil Color Charts (1975).

3. ANALISIS GRANULOMETRICO según el método internacional descrito en Guitián y Carballas (1976). La clasificación de texturas se ha llevado a cabo siguiendo los criterios establecidos por la Soil Taxonomy (1975).

4. ANALISIS MINERALOGICO Y MICROMORFOLOGICO:

a) Para la identificación mineralógica se utilizó el análisis por DRX de la muestra total y de la fracción arcilla. En el caso de la arcilla se realizaron diagramas de polvo cristalino y de agregados orientados saturados en Mg, solvatados con etilén-glicol y calentados a 550°C.

Se analizaron por DRX muestras de las laminillas de tonos pardo-rojizos separadas manualmente, presentes tanto en la roca alterada como en el paleosuelo. En las muestras correspondientes a este último (muestra total) se ha procedido, previa molienda en el mortero de ágata, a la separación magnética utilizando un separador Frantz y se analizó, por DXR, la fracción magnética.

Las muestras fueron analizadas con un equipo Phillips que consta de un generador con un goniómetro PW-1729 y un registrador gráfico PM 8203 A. La transformación de los datos  $2\theta$  en espaciados se realizó por medio del paquete de software APD 1700 Phillips.

Para la caracterización mineralógica se utilizaron fundamentalmente las fichas JCPDS (1986) y los datos recogido en Dixon y Weed (1989).

b) Análisis Térmico Diferencial realizado a la muestra total molida de la roca fresca, de la roca alterada y de los suelos así como a su fracción arcilla, calculando la proporción de filosilicato 1:1 según MACKENZIE (1970-72). Se utilizó un aparato Perkin Elmer DTA 1700 con atmósfera inerte (nitrógeno) y polvo de alúmina como referencia.

c) Se realizaron láminas delgadas tanto de la roca fresca como de la roca en diversos estados de alteración, así como de los horizontes edáficos. Las muestras fácilmente disgregables fueron previamente impregnadas con una resina sintética de poliéster (Cronolita 1108). Para su estudio se utilizó un microscopio Nikon Labophot-Pol.

## RESULTADOS Y DISCUSION

### Estudio Micromorfológico

Las características texturales de la roca fresca del paleosuelo permiten clasificarla como FILITA, ya que presenta zonas de grano muy fino pero con frecuentes lentículas alargadas constituídas por moscovita y cuarzo de grano más grueso.

Entre el material fino aparecen numerosos minerales opacos que, con ayuda de luz incidente, han sido identificados como óxidos de hierro, posiblemente hematita, que a veces se encuentran ligeramente alterados por lo que se rodean de pequeños halos rojizos, lo que da lugar al color rojo en las muestras macroscópicas de la roca.

En la muestra 2 parecen ponerse de manifiesto los primeros cambios significativos producidos durante la meteorización, ya que entre los planos de pizarrosidad de la roca comienzan a aparecer cutanes de tonos anaranjados constituídos por goethita con fuerte orientación concéntrica; este mismo tipo de compuestos rellena también los pequeños poros que existen entre los granos de cuarzo y moscovita pertenecientes a lentículas de grano más grueso de la roca.

En una fase más avanzada de la alteración (muestra 5) los ferranes se hacen más patentes puesto que la porosidad en esas zonas también se incrementa. Asimismo, en las grietas de mayor tamaño se observan dos tipos de relleno: los recubrimientos de goethita, ya mencionados, en contacto directo con las paredes del hueco, y la cristalización de un carbonato en su zona central. El predominio de estos carbonatos va en aumento hacia las zonas superiores del perfil, donde ya no se pueden identificar separadamente los dos tipos de recubrimientos.

Como ya se indicó en el apartado de métodos, se analizaron por DRX muestras correspondientes a estos productos existentes en las grietas y que macroscópicamente se han definido como laminillas y concreciones, comprobándose que se trata de un carbonato de hierro, concretamente siderita.

Paralelamente a estos procesos de colmatación de la grieta se puede observar una decoloración del resto del material (muestras 5 y 9) como resultado de la movilización que debió sufrir el hierro.

Al ascender en el perfil prosigue la evolución hasta alcanzar la fase de tránsito roca-suelo (muestra 12) ya que existen zonas que todavía mantienen la orientación característica de la filita y otras zonas con fábrica de suelo en las que la matriz es de tendencia mosépica, aunque en algunas zonas parece presentar rasgos lattisépicas e incluso vosépicas (BREWER, 1976) que, en terminología de BULLOCK *et al.*, (1985) y STOOPS (1986), corresponderían a unas fábricas de birregrigencia de moteado en mosaico, estriada reticular y poroestriada, respectivamente. En toda la densa masa matricial destaca la presencia de grietas rellenas de siderita.

Una etapa más avanzada en el proceso de meteorización y edafogénesis (muestra 13) se pone de manifiesto por la progresiva pérdida de la típica orientación de la filita, ya que sólo parece observarse en algunas zonas donde, a modo de litorrelitos, se conservan sobre todo los restos de glándulas en las

que predominan los granos de cuarzo, si bien el aspecto general manifiesta claramente textura de suelo.

La presencia de granos aislados de cuarzo y moscovita embebidos en la matriz limo-arcillosa da lugar a una distribución relacionada porfírica abierta que se mantendrá en todos los horizontes edáficos. En estos horizontes (muestras 13, 14 y 15) la microestructura es agrietada, apareciendo las grietas de mayor tamaño rellenas de siderita y las más finas sin recubrimientos o con tenues películas no identificables. También cabe destacar la presencia de abundantes esferosideritas con diámetros entre 0,5 mm y 1,75 mm en las que a veces se reconoce una disposición radial en los cristales; todas ellas presentan bordes de color rojizo cuyos límites raramente son bruscos sino que suelen formar un entramado en forma de red. Estos particulares rasgos edáficos aumentan en número y se hacen más heterométricos a medida que se asciende en el perfil (en la muestra n.º 15 oscilan entre 0,05 y 1,75 mm).

Por último cabe señalar que la matriz de todos los horizontes del paleosuelo está completamente decolorada apareciendo el hierro únicamente ligado a los rasgos ya descritos. La fábrica plásmica de estos horizontes es de tipo omnisépico (BREWER, 1976) y, en ciertas zonas, su orientación en enrejado hace pensar en fábrica lattisépica.

El estudio de las características micro-morfológicas del perfil actual ha contribuido a identificar la fase de tránsito roca-suelo en el perfil anterior, puesto que el tipo de disgregación en ambas rocas originales es muy similar. Sin embargo se observan ciertas diferencias entre los dos perfiles, destacando las siguientes:

—El grado de decoloración en la paleoalteración y el paleosuelo es muy intenso, la matriz es casi incolora, mientras que en el suelo actual predomina el color pardo, con un cierto abigarramiento hacia tonos pardo-amarillentos y pardo-verdosos.

—Ausencia de siderita y presencia de

nódulos ferruginosos con diversos grados de impregnación en el suelo actual.

—La microestructura es diferente, sobre todo en lo que se refiere al número y variedad de huecos, mucho mayor en el perfil reciente. Mientras en el paleosuelo sólo aparecen fisuras y quizás bioporos, la mayor parte de ellos totalmente colmatados por siderita, en el suelo actual existen cavidades, fisuras y canales donde el único relleno lo constituyen restos de origen orgánico como deyecciones y escasas raíces.

Estas diferencias pueden ser fácilmente justificables; así, respecto a los huecos, el enterramiento explicaría el mayor grado de compactación del paleosuelo. Además, la existencia o no de nódulos ferruginosos y la propia presencia del carbonato ferroso colmatando los huecos así como el color, o mejor dicho el grado de decoloración, estarán relacionados, como se verá posteriormente con la ayuda de datos mineralógicos, con el diferente grado de hidromorfía a que han estado sometidos los perfiles.

Finalmente, aunque los restos orgánicos son más fáciles de observar en el suelo actual, es probable que la presencia de esferosideritas o determinados bioporos rellenos de siderita sean el reflejo de la antigua actividad orgánica (bacteriana y radicular). STOOPS (1983) encuentra esferulitas de siderita asociadas subcutáneamente a los canales de raíces y por otra parte la influencia, tanto activa como pasiva, de las bacterias en la precipitación de carbonatos, y en concreto en la formación de nódulos o concreciones, es un fenómeno descrito con frecuencia en la bibliografía (OPPENHEIMER, 1961; BOQUET *et al.*, 1973; AGUILAR *et al.*, 1978a, 1978b...); incluso NOVITSKY (1981) propone que los propios microorganismos actúan como núcleos de cristalización.

A todo esto hay que añadir que la existencia de esferosideritas se considera un rasgo muy significativo para indicar un origen edafogénico del material (GREENSMITH, 1978).

**Estudio Mineralógico**

La roca fresca del paleosuelo está compuesta por moscovita, caolinita, cuarzo, feldespatos y trazas de hematita (Tabla I, Fig. 2);

un 24 % de la muestra total, según revela el análisis térmico diferencial, corresponde al filosilicato 1:1 dioctaédrico que, junto con la moscovita, son las especies dominantes.

En el tránsito roca fresca-roca alterada

**TABLA I. Analisis Mineralógico**

	Q	M	F	K	Ox-hidr.	S
<b>PALEOSUELO</b>						
<b>M. TOTAL</b>						
1	XX	XXX	X	XXX(24 %)	T(He)	—
5	XX	XXX	X	XXX(26 %)	T(He,Go)	—
9	XX	XXX	X	XXX(24 %)	T(He,Go)	—
12	XX	XXX	X	XXX(33 %)	T(Go)	T
13	XX	XX	T	XXXX(53 %)	T(Go)	T
14	XXX	X	T	XXXX(50 %)	—	T
15	XXX	X	T	XXXX(50 %)	—	T
<b>ARCILLA</b>						
12	XX	XXX	T	XXXX(44 %)	—	—
13	XX	XXX	T	XXXX(41 %)	—	—
14	X	XX	—	XXXX(53 %)	—	—
15	X	XX	—	XXXX(54 %)	—	—
<b>SUELO ACTUAL</b>						
<b>M. TOTAL</b>						
R. fresca	XX	XXX	X	XXX(22 %)	T(He,Go)	—
R. alt. II	XX	XXX	X	XXX(22 %)	T(He,Go)	—
R. alt. III	XX	XXX	X	XXX(23 %)	T(He,Go)	—
Hor.Cg	XX	XXX	X	XXX(23 %)	T(Le,Go)	—
Hor.Bg	XX	XXX	X	XXX(22 %)	T(Le)	—
Hor.Ag	XX	XXX	T	XXX(24 %)	T(Le,Go)	—
<b>ARCILLA</b>						
Hor.Cg	XX	XXX	X	XXX(24 %)	T(Le)	—
Hor.Bg	X	XXX	T	XXX(29 %)	X(Go > Le)	—
Hor.Ag	X	XXX	T	XXXX(35 %)	X(Go,Le)	—

Q: Cuarzo, M: Moscovita, F: Feldespatos, K: Caolinita, Ox-hidr: Oxihidróxidos de hierro, He: Hematita, Go: Goethita, Le: Lepidrococita, S: Siderita.

T: Trazas, X: Presente, XX: Frecuente, XXX: Abundante, XXXX: Muy abundante.

los cambios mineralógicos de la muestra total son poco significativos; sin embargo, al continuar la secuencia hacia los horizontes del paleosuelo se observa un descenso tanto de la moscovita como de los feldespatos, aumentando a sus expensas la proporción de filosilicatos 1:1 dioctaédricos (Tabla I). La mineralogía de la fracción arcilla es muy similar, ya que se trata de muestras en las que, como es lógico por proceder de una roca de grano muy fino, predominan las fracciones limo y arcilla.

El grado de cristalinidad del filosilicato 1:1 dioctaédrico es elevado, tanto en la roca fresca como en las demás muestras, por lo que puede clasificarse como caolinita; no obstante se aprecia un ligerísimo empeoramiento de la cristalinidad desde las muestras más profundas (roca y saprolita: 1,2,5,9,12), donde la mayor parte de la caolinita es de origen geológico, hacia las más superficiales (13,14 y 15) pertenecientes a los horizontes edáficos en las que también existe caolinita de neoformación.

La roca recogida en el entorno de As Pontes se diferencia esencialmente de la que constituye la roca madre del paleosuelo por la presencia de grafito y un menor contenido en hematita, pero los componentes mayoritarios de ambos perfiles son bastante similares.

Las diferencias que se aprecian en la evolución de los dos perfiles analizados están relacionados con la proporción de hematita, el grado de desarrollo del material (es decir del tiempo durante el cual estuvieron actuando los procesos de meteorización y edafogénesis) y con las condiciones específicas a que estuvieron sometidos ambos perfiles, así:

—El incremento en la proporción de caolinita en el curso de la meteorización y edafogénesis en el suelo actual es muy poco significativo (quizá el único incremento se observa al contemplar la fracción arcilla de los horizontes edáficos) en contraposición a

lo que ocurre en el paleosuelo. Esto habría que atribuirlo a un período de formación más corto.

—La diferencia más notable entre ambos perfiles reside en la naturaleza de los compuestos de hierro. Inicialmente las rocas contenían hematita (aunque en proporción variable), pero como minerales de neoformación aparecen goethita-siderita en el paleosuelo y goethita-lepidocrocita en el suelo del marco de la cuenca. Precisamente estos compuestos de hierro podríamos considerarlos como verdaderos «minerales índice» del ambiente en el que han tenido lugar los procesos ya que, aunque la goethita es el oxo-hidróxido de hierro más habitual en suelos de climas templados y fríos e incluso en ciertos ambientes de los tropicales y subtropicales, la presencia de lepidocrocita y siderita es mucho más restrictiva.

La lepidocrocita parece exigir que el hierro haya pasado por una etapa de  $Fe^{2+}$  por lo que este mineral aparece ligado a ambientes que han sufrido, al menos, un cierto grado de hidromorfía. La coexistencia de goethita y lepidocrocita habla pues de unas condiciones redox alternantes, por lo que es natural su aparición en un suelo como el descrito, de tipo pseudogley.

Con respecto a la siderita hay que indicar que los datos experimentales obtenidos por YAMASAKI y YOSHIKAWA (1961) para formar este carbonato ferroso señalan que se requiere bajo potencial redox, fuerte efervescencia de  $CO_2$ , alto pH y alta concentración de ión ferroso. Los estudios teóricos de GARRELS y CHRIST (1965) muestran que el campo de estabilidad de la siderita se limita a zonas con bajo potencial redox y pH neutro-básico, confirmando además que para que este mineral sea estable se requiere alta actividad total de carbono disuelto (1M) y una concentración de  $Fe^{2+}$  de  $10^{-6}M$ , ampliándose el campo cuando esta concentración pasa a  $10^{-4}M$ .

Las citas sobre la aparición de la siderita en suelos siempre están ligadas a medios hi-

M: Mica.  
 K: Caolinita.  
 Q: Cuarzo.  
 F: Feldespatos.  
 H: Hematita.

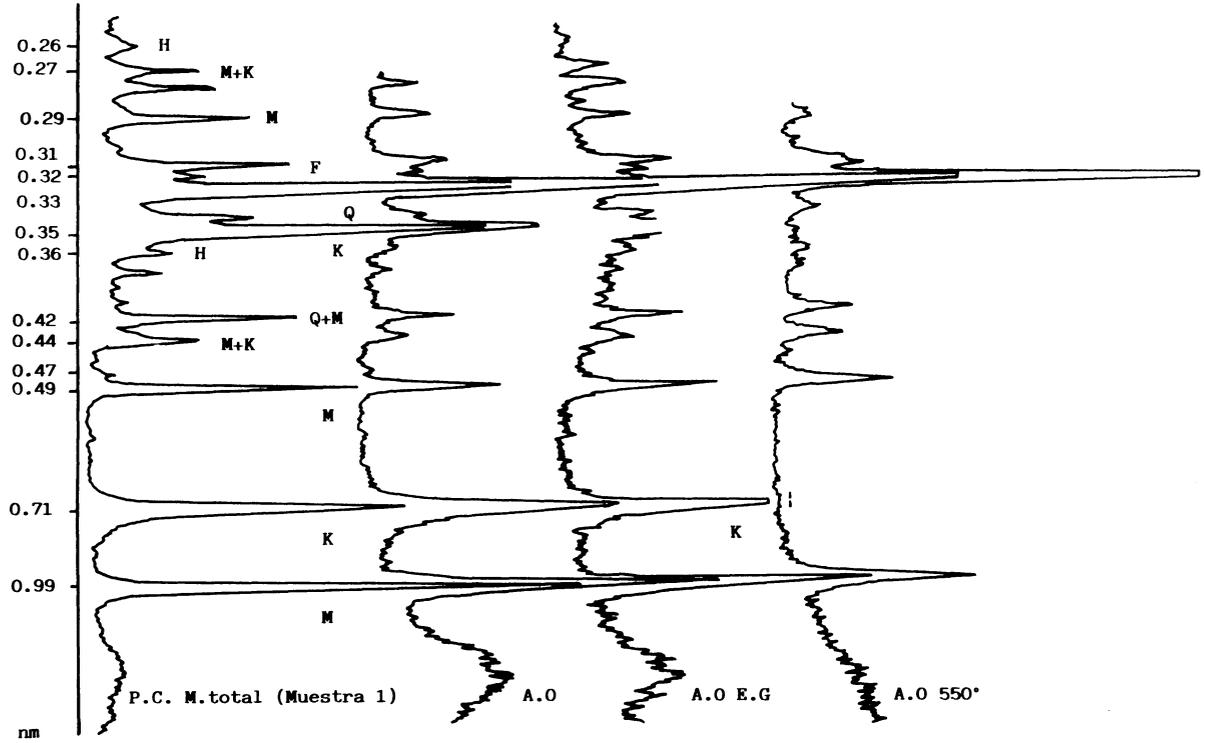
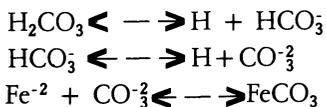


Fig. 2. Composición mineralógica de la muestra total de la roca fresca del paleosuelo. (Muestra 1).

dromorfos; así YAMASAKI y YOSHIZAWA (1961) la encuentran como concreciones en arrozales de Japón, DIRVEN *et al.* (1976) en un gleysol sobre serpentinitas en Cuba, ARORA *et al.* (1984) asociado a depósitos de lignitos en Texas y, como ya se ha señalado, STOOPS (1983) la observa en zonas pantanosas de suelos aluviales de Bélgica.

Además, es posible que en su proceso de formación juegue un papel importante la materia orgánica. Las concreciones analizadas por YAMASAKI y YOSHIZAWA (1961) corresponden a horizontes gley de suelos especialmente ricos en humus y estos autores indican que la cristalización experimental de siderita en el laboratorio se acelera al añadir compuestos orgánicos (caseína, peptona, etc.). La relación materia orgánica-siderita es lógica ya que la alta presión de CO<sub>2</sub>, necesaria para su formación debe proceder, probablemente, de la descomposición bacteriana de la materia orgánica en condiciones reductoras y de la actividad radicular.

Por lo tanto, en el caso concreto del paleosuelo, las condiciones de hidromorfía necesarias para la formación de siderita están secundadas por una porosidad muy escasa (se trata de un material de grano muy fino) y, aunque en medios hidromorfos la producción de CO<sub>2</sub> puede estar restringida, la baja porosidad impide su difusión por lo que permanece en zonas muy concretas (microsistemas) donde cristaliza el carbonato ferroso siguiendo el mecanismo de formación propuesto por YAMASAKI y YOSHIZAWA (1961):



La alta concentración de Fe<sup>+2</sup> necesaria para que este mineral se forme hay que buscarla en la riqueza en hematita de la roca original.

En resumen se puede señalar que en la etapa anterior a su enterramiento el paleosuelo estuvo sometido a un medio hidro-

morfo. De ese perfil se conserva el horizonte C (muestra 12) y B (muestras 13, 14 y 15), en ambos casos se debiera añadir a la letra que define el horizonte el sufijo r como indicativo de las condiciones de fuerte reducción. Es posible que el horizonte A haya desaparecido como consecuencia de un proceso erosivo.

Finalmente, con referencia a la época en que se formó el suelo, se puede indicar que NONN y MEDUS (1963) al realizar análisis polínicos de la capa α (Fig. 1) le asignan una Edad Tortoniense o Tortoniense-Pontense, mientras que MENENDEZ AMOR (1975) considera que la capa A (Fig. 1) puede ser Terciario superior, pero encuentra frutos del Pleistoceno.

## CONCLUSIONES

Considerando la información que nos suministran los estudios mineralógicos y micromorfológicos se podría indicar que el perfil enterrado estuvo sometido a dos paleoambientes sucesivos. En una primera etapa la meteorización de la filita se desarrolla en un ambiente subaéreo, quizás bajo un clima húmedo, en el cual se forma goethita en las fisuras de la filita y caolinita a partir de la alteración del feldespato y moscovita. En una etapa posterior, probablemente coincidiendo con un momento de subsidencia de la cuenca, o simplemente con un ascenso del nivel de agua en la primitiva laguna, el perfil se encontrará sometido a un medio de hidromorfía permanente durante el cual los procesos más significativos consisten en la redistribución del hierro y en la formación de siderita.

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a ENDESA el habernos facilitado el sondeo analizado y, en particular, a Carmela Monterroso por la información suministrada para la elaboración de este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, J.; RAMOS-CORMENZANA, A.; RUIZ-BERRAQUERO, F. (1978a). Contribution to the study of the crystals formation process by bacteria. Proceedings of the fifth International Working Meeting on Soil Micromorphology. Delgado, M. (Ed.). Dpto. de Edafología. Universidad de Granada. España.
- AGUILAR, J.; DORRONSORO, C.; ANTOLIN, C.; GARCIA, A. (1978b). The influence of some soil forming factors on the morphology, micromorphology and mineralogy of soils formed from calcareous rocks. Proceedings of the fifth International Working Meeting on Soil Micromorphology. Delgado, M. (Ed.). Dpto. de Edafología. Universidad de Granada. España.
- ARORA, H. S.; DIXON, J. B.; HOSSNER, L. R. y SENKAYI, A. L. (1984). Mineralogy of selected lignitic coal overburdens of the Wilcox Group in East Texas. *Soil Sci.*, 137: 207-215. En: Minerals in soil environment (1989). Dixon & Weed (Eds.) *Soil Science Society of America*. Madison, Wisconsin, U.S.A.
- BOARDMAN, J. (1985). Soils and Quaternary landscape evolution. A Wiley-Interscience Publication. *John Wiley and Sons*. Chichester.
- BOQUET, E.; BORONAT, A. y RAMOS-CORMENZANA, A. (1973). Production of calcite (calcium carbonate) crystals by soil bacteria is a general phenomenon. *Nature*, 246: 527-529.
- BREWER, R. (1976). Fabric and mineral analysis of soils. 482 pp. Robert E. Krieger. *Publishing Company*. Huntington, New York.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. *et al.* (1985). Handbook for soil thin section description. 152 pp. *Waine Research Publications*. Londres.
- DIRVEN, J. H. C.; van SCHUYLENBORGH, J.; van BREEMAN, N. (1976). Weathering of serpentinite in Matanzas Province, Cuba. Mass transfer calculations and irreversible reaction pathways. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40: 901-907. En: Minerals in soil environment (1989). Dixon & Weed (Eds.) *Soil Science Society of America*. Madison, Wisconsin, U.S.A.
- DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.) (1989). Minerals in soil environments. 1.244 pp. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, U.S.A.
- F.A.O. (1968). Guía para la descripción de perfiles de suelo. 60 pp. Subdirección de Reconocimiento y fertilidad de suelos. Dirección de fomento de tierras y aguas. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación.
- GARRELS, R. M. y CHRIST, C. L. (1965). Solutions, minerals, and equilibria. *Harper & Row*, Publishers, Incorporated, New York.
- GREENSMITH, J. T. (1978). Petrology of the sedimentary rocks. 241 pp. *George Allen and Unwin/Thomas Murby*. London.
- GUITIAN, F. y CARBALLAS, T. (1976). Técnicas de análisis de suelos. 288 pp. *Ed. Pico Sacro*. Santiago de Compostela.
- J.C.P.D.S. (Joint Committee on Powder Diffraction Standard) (1986). Mineral Powder Diffraction File. *International Centre for diffraction data*. 1.390 pp. Swarthmore. U.S.A.
- MACKENZIE, R. C. (1970). Differential Thermal Analysis. Vol. 1. Fundamental aspects. *Academic Press*. London.
- MACKENZIE, R. C. (1972). Differential Thermal Analysis. Vol. 2. Applications. *Academic Press*. London.
- MENENDEZ AMOR, J. (1975). Análisis paleobotánico de algunas muestras de lignitos procedentes de Puentes de García Rodríguez (La Coruña). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 73: 121-124.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1975). *Machbeth division of kollmorgen corporation*. U.S.A.
- NONN, H. y MEDUS, J. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, n.º 71: 87-94.
- NOVITSKY, J. A. (1981). Calcium carbonate precipitation by marine bacteria. *Geomicrobiology Journal*, volume 2, Number 4: 375-388.
- OPPENHEIMER, C. H. (1961). Note on the formation of spherical aragonite bodies in the presence of bacteria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 23: 295-297.
- RETAILLACK, G. J. (1990). Soils of the past. An introduction to paleopedology. *Unwin Hyman, Ltd*. London. U.K.
- STOOPS, G. (1983). SEM and light microscopic observations of minerals in bog-ores of the Belgian campine. *Geoderma*, 30: 179-186.
- STOOPS, G. (1986). Multilingual translation of the terminology used in the «Handbook» for soil thin section description». *Pedology*, XXXVI-3: 337-348.
- YAMASAKI, T. y YOSHIZAWA, T. (1961). Concretion of ferrous carbonate (siderite) in paddy soils in Japan. 1.—Ocurrence, constituents of ferrous carbonate deposit and the mechanism of its formation. *Bull. Hokuriku Agric. Exp. Sta.*, No. 2: 1-14.

Recibido, 27-VI-93  
Aceptado, 2-IX-93