

PEDOGÉNESIS DE RHODOXERalf ÚLTICOS SOBRE GRANITO (EXTREMADURA)

A. GARCÍA^a, J. FERNÁNDEZ^b y J. AGUILAR^b.

^a Departamento de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Extremadura, Badajoz.

^b Departamento de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada

Abstract. We have studied the ultic rhodoxeralf developed on granite in western Cáceres (Spain) under a Mediterranean climate with a mean annual rainfall of 1276mm and a mean annual temperature of 13.9°C which corresponds to a xeric moisture regime and a mesic temperature regime. They are characterised by an argic horizon with sandy clay loam texture and have an acid pH, a low cation-exchange capacity and a low base saturation. Genetically, two cycles of formation can be seen. The weathering creates kaolinite caused by neoformation, from the K- feldspars and the plagioclases, and also illite by way of a transformation of the micas, part of which is trioctahedral-illite. The illimerisation is evident from the increase in total and fine clay, and the presence of clay and iron coatings. Kaolinite is the type of clay which tends to be illuviated first, and constitutes the coatings. The rubefaction is produced by the iron released in the weathering of the biotite and associated with the clay in the coatings. The first cycle could have given rise to an E horizon. The deforestation and cultivation of the land caused the top layers of the soil to be eroded. In the present-day Ap1 horizon, coatings of fine and very fine sand can be seen, which indicate that its origin could have been in a previous E horizon. The Ap2 and Bw horizons show hypo-coatings which show a process of "brownification" in both, and suggest that the former may have its origin in a previous Bt horizon. A lesser current lixiviation is favourable to the formation of Al-Chlorite from micas in the upper horizons. In the deeper horizons, where white nodules appear, these maintain the form of pre-existing phenocrystals, and are made up of sericite and kaolinite.

Keys words: Soil genesis, Rhodoxeralf, Soil mineralogy

Resumen. Hemos estudiado los rhodoxeralf últicos que se desarrollan sobre granito en la zona oeste de Cáceres con unas condiciones climáticas mediterráneas, pluviometría y temperatura medias anuales de 1.276 mm. y 13,9° C, que corresponden a un régimen hídrico xérico y régimen térmico mesico respectivamente. Se caracterizan por un horizonte árgico con textura franco arcillo arenosa y pH ácido, baja capacidad de intercambio catiónico y baja saturación en bases. Genéticamente se observan dos ciclos de formación. La alteración origina caolinita por neoformación de feldespatos K y plagioclasas, así como illita por transformación de micas, parte de la cual es trioctaédrica. La ilimerización es evidente por el aumento de arcilla total y fina y la presencia de recubrimientos férricos y arcillosos. La caolinita es el tipo de arcilla que tiende a iluviarse primero, constituyendo los recubrimientos. La rubefacción se produce por liberación de hierro debida a la alterabilidad de la biotita y está asociado a la arcilla en los recubrimientos. El primer ciclo pudo haber dado lugar a un horizonte E. La deforestación y el cultivo de la tierra han originado la erosión de las capas superiores del suelo. Actualmente se puede observar el horizonte Ap1 y los recubrimientos de arena fina y muy fina, lo que significa que su origen pudo haber estado en un hori-

zonte E anterior. Los horizontes Ap2 y Bw, por su parte, muestran hiporecubrimientos con un proceso de “empardecimiento”, sugiriendo que el primero de ellos pudo haber tenido su origen en un horizonte Bt anterior. Una lixiviación menos común favorece la formación de cloritas alumínicas a partir de las micas en los horizontes superiores. En los horizontes más inferiores, en donde aparecen nódulos blancos, las cloritas alumínicas mantienen la forma de los feldspatos ya existentes y están compuestas de sericita y caolinita.

Palabras clave: Génesis, Rhodoxeralf, Suelos sobre granito, Mineralogía de suelos

INTRODUCCIÓN

En Extremadura se pueden apreciar tres Órdenes de la “Soil Taxonomy” sobre granito: Entisoles, Inceptisoles y Alfisoles.

Los suelos del Orden Entisol aparecen en zonas graníticas en posiciones desfavorables. Todos pertenecen al Suborden Orthent y al gran grupo Xerorthent, que a su vez presenta dos subgrupos con significación propia: los Xerorthent líticos, que con frecuencia aparecen asociados a Inceptisoles y son suelos predominantes en los berrocales, y los Xerorthent dísticos, que aparecen principalmente en zonas donde existe una fuerte arenización del granito y una gran erosión. Los suelos pertenecientes al orden Inceptisol se distribuyen en dos subórdenes diferenciados principalmente por el clima: el suborden Ochrept está circunscrito a las áreas con pluviometría inferior a los 1.000 mm y es el suelo más representativo del área granítica, mientras que el Umbrept aparece con pluviometrías mayores o bien en zonas altas de clima fresco y baja ETP.

Dentro de los Ochrepts se distinguen: los Xerochrepts dísticos, que constituyen el suelo clímax; suelen estar cubiertos por pastizal en más de la mitad de su extensión y son cultivados en más de la cuarta parte, y los Xerochrepts típicos, que se presentan como inclusión en las áreas dominadas por el subgrupo anterior y ocupan zonas deprimidas en las que se produce una acumulación de bases por lavado o zonas de cultivo en las que los abonados efectuados favorecen este incremento de bases.

Los Umbrepts se ubican en las zonas más húmedas, generalmente por encima de los 1.000 mm., y están situados al Norte de la región, en las Sierras de Hervas y de Tormantos y en la de Gata. Se diferencian dos grandes grupos: Haplumbrepts y Xerumbrepts. Dentro de los Haplumbrepts existen Haplumbrepts páchicos, que se sitúan en superficies llanas y a una altitud superior a los 1.400 m., Haplumbrepts énticos, situados a una altitud comprendida entre los 1.300 y 1.400 m. y cubiertos con vegetación arbustiva, Haplumbrepts líticos, que se presentan a los 1.100 m. en posiciones donde la pendiente es grande y los Haplumbrepts típicos, que se presentan entre los 1.000 y 1.100 m. bajo una vegetación de robledal. Dentro de los Xerumbrepts sólo existe el subgrupo típico.

Los alfisoles sólo están representados en un pequeño enclave de las estribaciones Sur de la Sierra de Gata con una precipitación superior a los 1.200 mm., con una temperatura suave y contrastada y a una altitud situada entre los 400 y 500 m. Están cultivados por viña u olivar con muy bajos rendimientos. Sólo está presente el subgrupo de los Rhodoxeralf últicos.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los suelos estudiados se sitúan en el Noroeste de la provincia de Cáceres y se desarrollan sobre granito adamelítico con grandes fenocristales de feldspatos. El relieve es muy ondulado y los perfiles están ubicados en superficies cóncavas con un gradiente del 8%.

Las características climáticas generales del área son las propias del clima mediterráneo, con una pluviometría media anual de 1.276 mm. que varía, dependiendo de los años, desde menos de 400 mm. hasta superar los 3.000 mm. La temperatura media es de 13,9° C, con una media mínima mensual que rara vez cae por debajo de los 0° C en el mes más frío y una media máxima que generalmente sobrepasa los 33° C. Estas condiciones junto con las reservas hídricas del suelo (93-

102 mm.) hacen que el régimen hídrico sea de tipo xérico, con veranos secos y sin lluvia durante más de 60 días consecutivos, y el régimen térmico sea de tipo méxico.

Estos suelos están dedicados al cultivo del olivar y la viña con muy bajo rendimiento y ocupan una pequeña área en las montañas de la Sierra de Gata. La secuencia de horizontes es Ap-Bt-C-R y las características generales del perfil medio son las que a continuación se señalan:

Horiz.	Profun.	Color en húmedo	Textura	Estructura	Raíces	Cútanos	Nódulos	Límite
Ap1	0-9	7.5YR 4/4	Franco arenosa fina	Migajosa	Frecuentes	No	---	Neto
Ap2	9-18	2.5YR _	Franco arenosa fina	En bloques subangulares	Frecuentes	No	---	Neto
Bt1	18-47	2,5YR 4/0	Franca	En bloque angula	Raras	Raros, delgados	---	Difuso
Bt2	47-75	10R 4/0	Franco arcillosa	En bloque angular	Raras	Frecuentes, muy delgados	---	Difuso
Bt3	75-97	10R 4/6	Franco arcillo arenosa	En bloque angular	Raras	Frecuentes, delgados	Comunes blancos	Difuso
BC	97-130	10R 4/6	Franco arcillo arenosa	En bloques subangulares	No	Raros, muy delgados	Abundantes blancos	Difuso
C	130-170	10R 4/6	Franca	Masiva	No	No	Comunes blancos	Abrupto
R	>170							

Las características analíticas del perfil medio son:

Horiz.	D.aparente	M.O.	N	C/N	pH (1:1)	CIC	V%	Al ⁺⁺	Eh.mV
Ap1	1.63	2.03	0.140	8.4	5.85	8.8	43.3	0.18	408
Ap2	1.63	1.60	0.096	9.7	5.75	7.2	31.4	0.09	500
Bt1	1.74	0.41	0.063	3.8	5.49	9.2	33.6	1.53	533
Bt2	1.77	0.36	0.061	3.4	5.53	8.3	33.9	2.67	518
Bt3	1.73	0.24	0.058	2.4	5.51	8.8	37.6	2.69	529
BC	1.63	1.24	0.059	2.4	5.60	9.1	40.-	2.74	548
C	1.69	0.10	0.021	2.9	5.76	12.8	47.6	4.08	521

Métodos

La metodología que se ha utilizado es la recomendada por el Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos (1984) junto con la adoptada por el ISRIC (1987). La clasificación de los suelos se hizo de acuerdo con la Soil Survey Staff (1994).

El estudio óptico de la fracción entre 0,2 y 2 mm. se llevó a cabo según Dorronsoro y Delgado (1970).

La mineralogía de la arcilla se determinó mediante métodos de difracción de rayos X y el análisis químico total se hizo por fluorescencia de rayos X. Para las descripciones micromorfológicas se siguió la metodología de Bullock et al. (1985), mientras que para el análisis químico puntual se utilizó el análisis cuantitativo por microsonda electrónica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Roca madre

El material original es granito de textura gruesa con grandes fenocristales de feldespatos de hasta 7 cm. de largo. Mediante difracción de rayos X (Fig. 1) hicimos un análisis mineralógico cuantitativo al que unimos los datos del análisis químico (Tabla 1). De aquí pudimos deducir que los feldespatos son pre-

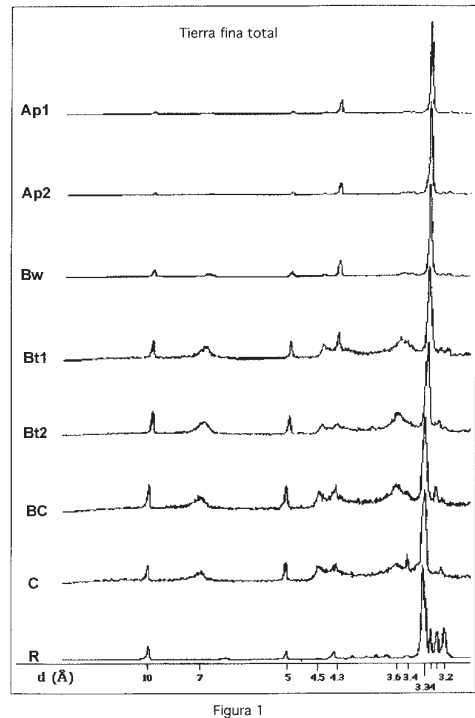


FIGURA 1. Composición mineralógica de cada horizonte y su relación con la roca madre.

dominantes en la mineralogía (40%) y que se dividen en microclino (17%) y oligoclasa-

TABLA 1. Composición química de la roca madre (%)

H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅
1.42	1.96	5.92	1.05	68.02	14.66	4.30	0.67	0.13	1.40	0.47

TABLA 2. Análisis granulométrico

Horiz.	Arc. fina <0.08mm	Arc. media 0.08-0.2mm	Arc. gruesa 0.2-2mm	Limo fino 2-20mm	Limo grueso 20-50mm	Arena fina 50-200mm	Arena gruesa 0.2-2mm
Ap1	1.5	3.7	3.8	15.8	20.9	39.3	15.1
Ap2	2.8	1.7	8.1	14.6	18.0	33.0	21.9
Bt1	2.5	2.8	13.5	19.6	16.0	26.2	19.3
Bt2	7.7	11.9	11.8	15.8	10.0	19.5	23.3
Bt3	6.9	12.7	5.0	15.0	8.6	22.4	29.4
Bt4	4.8	11.9	7.8	14.6	8.8	20.6	31.4
C	6.6	8.0	9.0	17.9	11.6	19.6	27.2

TABLA 3. Composición mineralógica de la arena gruesa

Horiz.	Cuar.	Mosco.	Biot.	Oli-And	Micro.	Caol.	Dioc.II	Trio.II	Clorit.	Hema.	Goeti.
Ap1	56.0	12.0	12.0	3.0	8.0	5.0	0.0	0.0	3.0	0.0	1.0
Ap2	54.0	6.0	8.0	2.0	4.0	12.0	7.0	6.0	0.0	0.0	0.0
Bt1	55.0	11.0	11.0	2.0	8.0	9.0	5.0	2.0	0.0	0.0	0.0
Bt2	46.0	17.0	11.0	1.0	12.0	5.0	6.0	2.0	0.0	0.0	0.0
Bt3	35.0	19.0	15.0	1.0	15.0	7.0	7.0	1.0	0.0	0.0	0.0
Bt4	31.0	22.0	14.0	2.0	10.0	6.0	10.0	5.0	0.0	0.0	0.0
C	36.0	25.0	14.0	1.0	5.0	4.0	12.0	2.0	0.0	1.0	0.0
Media	44.7	16.0	12.1	1.7	8.9	6.9	6.7	2.6	0.4	0.1	0.1
D.E.	10.6	6.2	2.4	0.8	3.8	2.8	3.8	2.1	1.1	0.4	0.4
C.V.	23.8	41.8	19.8	44.1	43.4	40.8	56.9	83.6	264.6	264.6	264.6

andesina (23%). La mica es principalmente moscovita (16%) y biotita (9%), el porcentaje de cuarzo es del 32% y por último, el circon, apatito y cianita, que aparecen como minerales asociados (2%).

Análisis granulométrico

El análisis granulométrico se muestra en la Tabla 2. Las fracciones se corresponden con las utilizadas en el análisis mineralógico. Los datos son la media de los tres perfiles estudiados.

Arena gruesa

Está dominada por cuarzo (Tabla 3) debi-

do a un efecto de acumulación residual. Es más abundante cuanto mayor es la actividad del horizonte, de ahí que en los horizontes Ap y Bt1 esté presente en más del 50% y en el Bt3 e inferiores su presencia decaiga sensiblemente.

La mica es el componente más importante después del cuarzo, estableciendo una notable diferencia entre moscovita y biotita dada la mayor alterabilidad de ésta última. Su distribución es la contraria a la observada en el cuarzo.

El hecho más importante a destacar en esta fracción es la presencia de minerales secundarios, detectados por la mayor intensi-

TABLA 4. Composición mineralógica de la arena fina

Horiz.	Cuar.	Mosco.	Biot.	Oli-And	Micro.	Caol.	Dioc.II	Trio.II	Hemat.
Ap1	50.0	9.0	11.0	3.0	6.0	12.0	6.0	3.0	0.0
Ap2	54.0	13.0	7.0	2.0	4.0	4.0	9.0	4.0	0.0
Bt1	47.0	16.0	8.0	2.0	10.0	5.0	10.0	4.0	0.0
Bt2	22.0	20.0	10.0	2.0	16.0	10.0	16.0	0.0	0.0
Bt3	19.0	22.0	10.0	1.0	17.0	12.0	17.0	0.0	2.0
Bt4	18.0	24.0	11.0	4.0	11.0	13.0	19.0	0.0	0.0
C	19.0	25.0	16.0	4.0	13.0	9.0	14.0	0.0	0.0
Media	32.7	18.4	10.4	2.6	11.0	9.3	13.0	1.6	0.3
D.E.	16.7	6.0	2.9	1.1	4.8	3.5	4.8	2.0	0.8
C.V.	50.9	32.4	27.6	44.1	43.9	38.2	36.6	126.5	264.6

TABLA 5. Composición mineralógica del limo grueso

Horiz.	Cuar.	Mosco.	Biot.	Oli-An	Micro.	Caol.	Dioc.II	Tri.II	Hema.
Ap1	51.0	14.0	10.0	2.0	6.0	5.0	10.0	2.0	0.0
Ap2	51.0	15.0	6.0	1.0	7.0	10.0	8.0	1.0	0.0
Bt1	44.0	19.0	11.0	2.0	10.0	7.0	6.0	1.0	0.0
Bt2	13.0	15.0	7.0	2.0	11.0	29.0	18.0	2.0	3.0
Bt3	12.0	12.0	7.0	1.0	15.0	26.0	20.0	1.0	6.0
Bt4	11.0	10.0	5.0	2.0	16.0	30.0	21.0	1.0	4.0
C	13.0	15.0	7.0	1.0	15.0	24.0	20.0	0.0	5.0
Media	27.9	14.3	7.6	1.6	11.4	18.7	14.7	1.1	2.6
D.E.	19.6	2.8	2.1	0.5	4.0	10.9	6.4	0.7	2.6
C.V.	70.4	19.7	28.4	34.0	35.3	58.3	43.8	60.4	100.0

dad de reflexión (4.48\AA) así como por la formación de pequeños cristales entre las secciones delgadas de mica, observados mediante el SEM. Se da una distribución muy regular de formas trioctaédricas, mientras que las dioctaédricas aumentan a mayor profundidad. La presencia de formas trioctaédricas puede considerarse como una primera fase, con pérdida de potasio y una compensación de la carga por oxidación de hierro junto con una reorganización de los recubrimientos tetraédricos debido al exceso de sílice resul-

tante de la hidrólisis de feldespatos y cuarzo en constante disolución.

La presencia de caolinita, de contenido muy uniforme, se debe a su neoformación a expensas de feldespatos y posiblemente también de micas. Se encuentra ocluida en las cavidades de corrosión de la primera y entre las secciones delgadas de la segunda.

La presencia de clorita también merece especial mención ya que no se detectó en el material original sino que procede de la formación de un recubrimiento adicional de las

micas, el cual debe ser de tipo aluminico dada la falta de magnesio en los horizontes donde aparece.

Arena fina

Su conducta es muy similar a la fracción anterior. Se produce una disminución de cuarzo en favor de otros minerales más susceptibles a la fracturación como por ejemplo los feldespatos, y en cierta medida, las micas (Tabla 4).

Hay un mayor contenido de minerales secundarios teniendo en cuenta la mayor reactividad de esta fracción y el mayor espacio para reunir a los pequeños cristales de nueva creación o de reciente transformación y así evitar su acumulación en las fracciones más finas.

La disminución de illita trioctaédrica es muy notable, quedando relegada a los horizontes superiores, donde es más activa, mientras que en los inferiores está teniendo lugar una sustitución total de magnesio.

Limo grueso

El contenido de minerales primarios sigue decreciendo (Tabla 5) a pesar de que el contenido de cuarzo parezca ser bastante elevado para una fracción tan fina. Este hecho lo

atribuimos a que la matriz está en proceso de formación y llega a ser libre a consecuencia de la alterabilidad del resto de los minerales. Las micas invierten su tendencia y decrecen en favor de las illitas, mientras que los feldespatos permanecen más o menos igual pero con una escasa presencia de plagioclasas. Los minerales secundarios aumentan, concentrándose en los horizontes más profundos.

El hecho más significativo es la enorme presencia de hematites en el horizonte iluvial a causa de un movimiento asociado a la arcilla, hecho que se asocia a los granos de mayor tamaño que dan intenso color a esta fracción

Limo fino

Continúa la disminución de minerales primarios (Tabla 6). El cuarzo sólo mantiene una presencia efectiva en los horizontes superiores, siendo de naturaleza residual. El resto de minerales aparece según su alterabilidad.

La caolinita empieza a ser el mineral predominante sobre todo en los horizontes inferiores, mientras que el contenido de illita aumenta en los horizontes más activos.

Arcilla gruesa

El mineral más importante en todos lo

TABLA 6. Composición mineralógica del limo fino

Horiz.	Cuar.	Mosco.	Biot.	Oli-An	Micro.	Caol.	Dioc.II	Tri.II	Hema.	Goeti.
Ap1	22.0	6.0	3.0	3.0	11.0	27.0	20.0	5.0	1.0	2.0
Ap2	30.0	6.0	3.0	2.0	11.0	17.0	23.0	1.0	2.0	1.0
Bt1	22.0	9.0	4.0	1.0	12.0	19.0	23.0	0.0	3.0	0.0
Bt2	9.0	25.0	8.0	2.0	12.0	25.0	14.0	0.0	5.0	0.0
Bt3	8.0	13.0	7.0	1.0	11.0	35.0	17.0	0.0	8.0	0.0
Bt4	7.0	15.0	7.0	2.0	6.0	42.0	17.0	0.0	4.0	0.0
C	9.0	12.0	2.0	1.0	3.0	48.0	21.0	0.0	4.0	0.0
Media	15.3	12.3	4.9	1.7	9.4	30.4	19.3	0.9	3.9	0.4
D.E.	9.2	6.6	2.4	0.8	3.5	11.7	3.4	1.9	2.3	0.8
C.V.	60.2	53.5	49.6	44.1	37.2	38.3	17.6	217.5	58.8	183.6

TABLA 7. Composición mineralógica de la arcilla gruesa

Horiz.	Cuar.	Oli-An	Micr.	Caol.	Dioc.II.	Tri.II.	Clori.	Clori./II	Hema.	Goet.
Ap1	7.0	6.0	13.0	22.0	18.0	6.0	4.0	9.0	7.0	8.0
Ap2	6.0	2.0	6.0	29.0	19.0	11.0	4.0	11.0	4.0	7.0
Bt1	4.0	1.0	7.0	28.0	25.0	7.0	4.0	11.0	5.0	8.0
Bt2	0.0	0.0	0.0	44.0	28.0	5.0	3.0	0.0	10.0	10.0
Bt3	0.0	0.0	0.0	39.0	34.0	4.0	2.0	0.0	13.0	14.0
Bt4	0.0	0.0	3.0	41.0	26.0	2.0	5.0	0.0	12.0	11.0
C	3.0	2.0	5.0	44.0	21.0	2.0	0.0	0.0	8.0	15.0
Media	2.9	1.6	4.9	32.4	24.4	5.3	3.1	4.4	8.4	10.4
D.E.	3.0	2.1	4.5	8.8	5.6	3.1	1.7	5.6	3.4	3.1
C.V.	103.9	136.8	93.2	27.0	23.0	59.5	53.3	125.6	40.4	29.7

TABLA 8. Composición mineralógica de la arcilla media

Horiz.	Caol.	Illita dioc.	Illita tri.	Clorita	Hematite	Goetita
Ap1	48.0	30.0	7.0	10.0	4.0	1.0
Ap2	54.0	23.0	7.0	14.0	1.0	1.0
Bt1	66.0	26.0	5.0	0.0	2.0	1.0
Bt2	72.0	22.0	0.0	0.0	4.0	2.0
Bt3	71.0	19.0	0.0	0.0	7.0	3.0
Bt4	92.0	0.0	0.0	0.0	6.0	2.0
C	95.0	0.0	0.0	0.0	3.0	2.0
Media	71.1	17.1	2.7	3.4	3.9	1.7
D.E.	17.6	12.2	3.4	6.0	2.1	0.8
C.V.	24.8	71.1	127.1	174.1	54.9	44.1

horizontes es la caolinita (Tabla 7), que cuenta con una distribución muy homogénea. Siguiéndole en importancia se encuentra la illita, que está presente en los subhorizontes centrales del horizonte iluvial. También se dan restos de minerales primarios.

La clorita está presente en todos los horizontes y su origen, como ya se comentó, se debe a la presencia de interestratificaciones en los horizontes superiores entre este mineral y la illita.

Arcilla media

Aquí sólo se encuentran minerales

secundarios. El hecho más importante es la concentración de caolinita en los horizontes iluviales (Tabla 8) como consecuencia de este proceso y la disminución gradual de illita con la profundidad.

Arcilla fina

La fracción fina está constituida en su mayor parte por caolinita (Tabla 9) dado su origen de neoformación con un tamaño de grano muy fino.

Para una mejor comprensión del proceso global calculamos la composición mineraló-

TABLA 9. Composición mineralógica de la arcilla fina

Horizonte	Caolinita	Hematites	Goetita
Ap1	98.0	1.0	1.0
Ap2	98.0	1.0	1.0
Bt1	98.0	1.0	1.0
Bt2	97.0	2.0	1.0
Bt3	97.0	2.0	1.0
Bt4	97.0	2.0	1.0
C	97.0	1.0	2.0
Media	97.4	1.4	1.1
D.E.	0.5	0.5	0.4
C.V.	0.5	37.4	33.1

gica de cada horizonte. Tras obtener este cálculo, unimos los minerales primarios a los secundarios, que derivan de aquéllos, tal y como se muestra en la Fig. 1. Sólomente incluimos caolinita como derivado de los feldespatos, mientras que la illita, clorita y minerales ferruginosos fueron incluidos en los derivados de las micas.

El cuarzo (Fig. 1) muestra un enriquecimiento residual en los tres horizontes superiores en los que predomina la alterabilidad

de los componentes más lábiles. El descenso que se produce en el horizonte iluvial se debe a la acumulación de arcilla que se diluye con el resto de los componentes. El aumento observado en el horizonte Bt1 está relacionado con el proceso de “emparedamiento” visto en el estudio micromorfológico.

La conducta de los feldespatos y sus derivados (Fig. 2) es contraria a la observada con el cuarzo. Experimentan una pérdida en los horizontes eluviales y un ligero enriqueci-

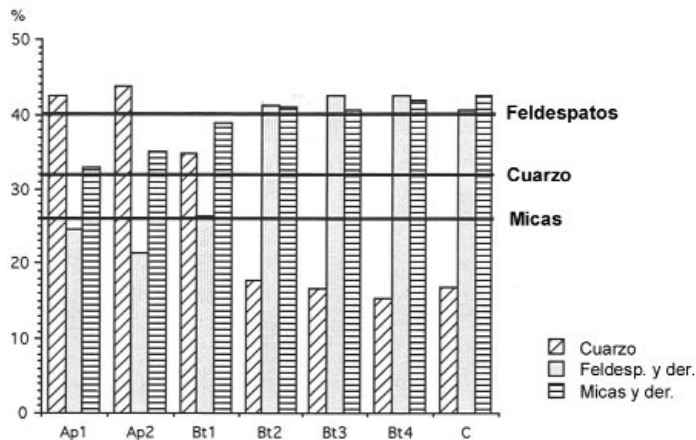


FIGURA 2. Distribución de los feldespatos y derivados en el perfil.

miento en los iluviales a causa de la movilización de la caolinita hacia éstos, sin que por ello se compensen las pérdidas sufridas. Se produce una intensa lixiviación de potasio así como de parte de sílice, aunque la mayor parte de éste último ha sido estabilizado por aluminio.

La figura 3 nos confirma la acumulación iluvial de caolinita en los horizontes Bt2 al C, mostrando una alteración máxima en los horizontes Ap y C, donde la concentración de feldespatos es menor. No se da ninguna equivalencia entre los feldespatos destruidos y la caolinita de reciente formación, de lo que

resulta un exceso de hidróxido de aluminio, un hecho muy frecuente en suelos ácidos bien drenados como ha sido demostrado por varios autores (Calvert et al., 1980; Huang, 1989).

Con respecto a la relación entre micas e illitas (Fig. 4) encontramos que la alteración de la primera es muy similar a lo largo de todo el perfil, mientras que la distribución de la segunda aumenta con la profundidad. Este hecho no puede atribuirse a su iluviación como ocurre con la caolinita, ya que no aparecen en el recubrimiento del horizonte iluvial. Si relacionamos este hecho con la pérdida de feldespatos, que por su parte no se debe

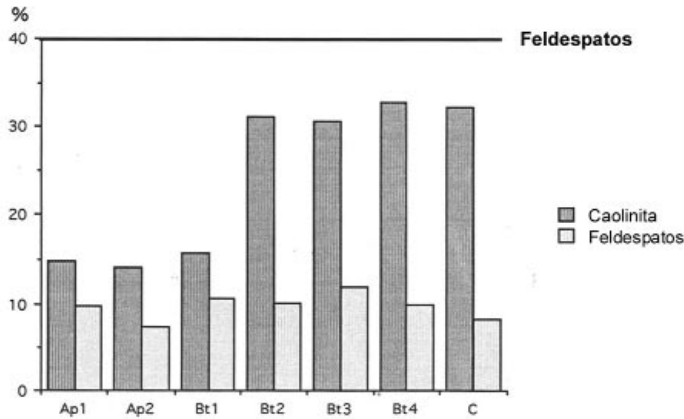


FIGURA 3. Relación entre caolinita y feldespatos.

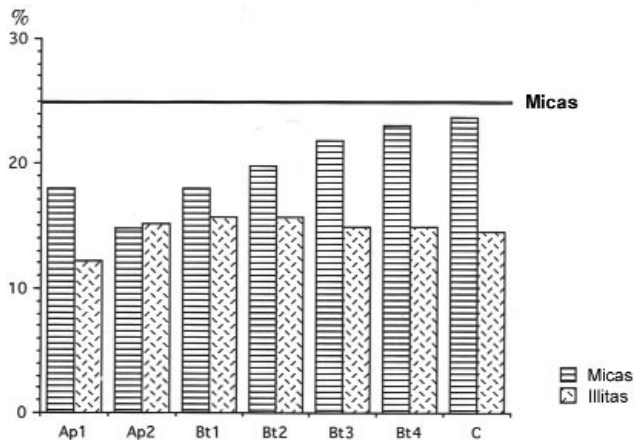


FIGURA 4. Relación entre micas e illitas en el perfil.

a causa a de la formación de caolinita, debemos interpretarlo como una transformación de feldespatos en illita debido a una menor permeabilidad del medio provocada por la acumulación iluvial de arcilla, lo que permite que la sílice se conserve mejor y genere un proceso de bisialitización con formas muy pobres en potasio y ricas en aluminio (hidromicas aluminicas).

El hecho anteriormente mencionado se sustenta por la existencia de nódulos blancos en los horizontes inferiores. Éstos proceden de los fenocristales grandes presentes en la roca madre que, al ser analizados con ME, muestran una composición diferente en el centro y en la periferia (Tabla 10). Este hecho es compatible con la presencia de illita en el centro y de caolinita en las partes exteriores con mejor drenaje.

Se observa un hecho importante y es la exclusiva presencia de caolinita como mineral laminar en los recubrimientos de horizontes iluviales, asociada con hematites y goetita que constituyen los productos de alteración de las micas. La illita tiene una carga superior que la caolinita y a pesar de que su tamaño puede ser mayor debido a su transformación, sin embargo su capacidad para la ser iluviada debe ser similar. Aún así no tenemos evidencia de movilización, lo que nos lleva a pensar que en la era en que la movilización era más intensa, la presencia de illita era nula o muy escasa aunque la alteración de las micas fuera un hecho probado por la iluviación conjunta de caolinita y minerales ferruginosos. Todo esto nos lleva a la conclusión de Harris et al. (1985) y Norflett y Smith (1989), según los cuales en la etapa primaria de la génesis del

suelo, la principal tendencia era la formación de caolinita a partir de feldespatos y de micas, y a medida que el medio fue haciéndose más confinado y las precipitaciones disminuyeron, la tendencia ha ido invirtiéndose hacia la formación de illita.

Se deberían resaltar algunos aspectos relativos a la morfología, cuyas principales características se muestran en la Tabla 11. El subhorizonte Ap1 muestra un color más pardo pero a la vez más pálido que en el resto del suelo, destacando la presencia de poros cubiertos con granos de arena fina y muy fina, lo que nos hace pensar en un horizonte E anterior modificado mediante el cultivo de la tierra. En el subhorizonte Ap2 se puede observar un color rojo intenso ajeno al horizonte A, lo que sugiere que su origen proviene del anterior horizonte Bt que ha sido alterado por el uso.

El horizonte Bt destaca por la estructura, el intenso color rojo y la presencia de recubrimientos de arcilla. Estos recubrimientos (Tabla 12) son muy evidentes en los subhorizontes Bt1 y BC, en los que aparece en la superficie de los agregados y entre los poros, mientras que en el subhorizonte Bw únicamente aparecen en algunos poros y son recubrimientos muy finos únicamente identificables mediante lupa.

Los subhorizontes Bt2 y BC muestran con frecuencia nódulos blancos de consistencia ondulante con un diámetro comprendido entre 1 y 2 cms. En algunos casos tienen forma cilíndrica y son considerados restos de los fenocristales de feldespatos existentes en la roca madre. En el horizonte C es muy significativa la gran cantidad de láminas de

TABLA 10. Análisis elemental de los nódulos blancos

Punto	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	MnO
Periferia	49.0	36.8	0.8	0.2	0.5	0.3	0.0	0.0	0.1
Centro	51.0	32.8	0.5	2.9	0.7	0.3	0.0	0.0	0.0

TABLA 11. Descripción morfológica

Horizonte	Profundidad cm	Color		Textura	Estructura	Seco		Húmedo		Mojado	Rasgos especiales
		Seco	Húmedo			Adherencia	Plasticidad				
Ap1	0-9	7.5YR5/6	7.5YR4/4	vf sl	1 m abk	dsh	Mvfr	wss	wps	Muchas raíces finas y medias	
Ap2	9-18	2.5YR4/6	2.5YR3/4	f sl	2 m abk	dsh	Mfr	wss	wps	Muchas raíces finas y medias	
Bw	18-47	2.5YR4/6	2.5YR3/6	l	3 m abk	dh	Mf	ws	wp	Pocos cútales / Pocas raíces	
Bt1	47-75	10R4/6	10R3/6	cl	3 m abk	dvh	Mf	wsv	wpv	Muchos cútales	
Bt2	75-97	10R4/6	10R3/6	scl	3 m abk	dvh	Mf	wsv	wpv	Muchos cútales / Nódulos blancos	
BC	97-130	10R4/6	10R3/6	scl	3 m abk	dvh	Mf	ws	wp	Pocos cútales / Nódulos blancos	
C	130-170	10R4/6	10R3/6	l	1 m sbk-pl	dh	Mfr	wss	wps	Muchas micas	

Abreviaturas tomadas de la Soil Survey Staff. 1951. p.139-140.

TABLA 12. Características micromorfológicas del suelo

Horizonte	Color	Microestructura	C/f	Distribución relacionada	Índice de iluvi.	b-fabric	Comp. minerales	Comp. de materia orgánica	Rasgos edáficos texturales	Rasgos amorfos	Excretas
Ap1	Pardo	Bloques subangulares medios Huecos de empaquetamiento compuestos. Cavidades y canales.	2_m	Porfirica		Moteada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos. Moscovita y biotita.	Escasos residuos de pequeños grupos de células fuertemente deformados. Plectenclhyna. Pellets y pigmentos comunes.	Recubrimientos de arcilla impura desde horizonte inferior. Relleno de materiales arenosos en restos orgánicos.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Pocas, pardo oscuras, envejecidas y ovoides
Ap2	Pardo	Bloques subangulares medios Huecos de empaquetamiento compuestos. Cavidades y canales	2_m	Porfirica		Moteada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos. Moscovita. Biotita e iluviación primaria.	Pocos residuos de pequeños grupos de células fuertemente deformados. Antracones.	Recubrimientos de arcilla impura. Matranes.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Pocas, pardo oscuras, envejecidas y ovoides
Bw	Rojizo	Bloques subangulares gruesos. Cavidades.	2_m	Porfirica	0.2	Granoestriada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos y biotita.	Escasos residuos de plantas. Amorfos y pigmentos.	Recubrimientos e hiporecubrimientos de arcilla limpia e impura. Fragmentos texturales.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Pocas, pardo oscuras, envejecidas y ovoides dentro de los residuos orgánicos
Bt1	Rojo	Bloques angulares. Menor porosidad; cavidades, canales y raros huecos planares.	2_m	Porfirica	1.2	Granoestriada. Pomoestriada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos y biotita.	Raros pigmentos.	Frecuentes recubrimientos e hiporecubrimientos de arcilla limpiados e impuros típicos y crecimientos alrededor de granos y poros. Laminación paralela.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Raras
Bt2	Rojo amarillento	Bloques subangulares. Porosidad media; huecos de empaquetamiento, cavidades y canales.	2_m	Porfirica	3.2	Granoestriada. Pomoestriada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos y biotita.	Ausentes.	Abundantes recubrimientos de arcilla y pocos de limo.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Ausentes
BC	Rojo amarillento	Bloques subangulares. Porosidad media; huecos de empaquetamiento, cavidades y canales	2_m	Porfirica	4.0	Granoestriada. Pomoestriada. Estrada al azar.	Cuarzo. Feldespatos y biotita.	Ausentes.	Abundantes recubrimientos y materiales de relleno.	Pequeños nódulos irregulares férricos.	Ausentes
C					0.6		Iluviación primaria.	Ausentes.			

micas. También habría que resaltar el aumento de la capacidad de intercambio catiónico que el suelo experimenta a medida que aumenta la profundidad (Tabla 13), así como que este hecho no se corresponde con la variación del contenido de arcilla en el mismo sentido. También se observa un mayor grado de saturación a causa del aumento de Mg^{++} y de la acumulación de Al^{+++} cambiante en los horizontes más inferiores, principalmente en el horizonte C.

Génesis del suelo

Genéticamente se pueden distinguir dos etapas de formación muy bien diferenciadas en relación con las variaciones climáticas y la deforestación sufrida en la región. La primera etapa tuvo lugar con un clima más húmedo que el actual pero igualmente variable, siendo la vegetación presumiblemente del tipo de bosque mediterráneo (alcornocal). Los procesos desarrollados son alteración, ilimerización y rubefacción, repitiéndose en la actualidad aunque de diferente manera e intensidad.

Alteración

La Figura 1 muestra el diagrama de rayos X del total de tierra fina en cada horizonte y en el material original, de donde se pueden

deducir los principales cambios mineralógicos experimentados por los suelos. Los feldespatos sufren una hidrólisis que se acumula en la fracción fina de la arcilla (Fig. 5) y, probablemente, se iluvia hacia los horizontes más bajos, razón por la que no se puede establecer ninguna relación entre los feldespatos destruidos y la neoformación de caolinita.

Las micas se transforman lentamente en illitas, hecho que se muestra en la gradual aparición y crecimiento de la reflexión 4.48Å, acumulándose en la fracción más gruesa de la arcilla (Fig. 5).

Desde el punto de vista químico, todo lo anterior se puede verificar mediante el estudio de los valores que aparecen en la Tabla 14, considerando al Zr como elemento estable y aplicando la siguiente ecuación:

$$X = xh - xr * r$$

donde X es la variación del componente x, xh corresponde al valor actual del componente x en cada horizonte, xr es el valor del componente x en el material original y r es la relación entre el contenido de Zr en cada horizonte y en el material original. Los valores de r se muestran en la tabla 15.

En la Tabla 14 se puede ver una pérdida general de sílice, que es mayor en los horizontes Ap y Bw y disminuye conforme avan-

TABLA 13
Propiedades físicas y químicas seleccionadas (cont.)

Horiz.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ cmol _c	Mg ⁺⁺ Kg ⁻¹	Al ⁺⁺⁺	C.E.C.	Sat. base %	PH/H ₂ O	C.O.	Dens.apa rente mg m ⁻³
Ap1	0.06	0.19	2.70	0.87	0.18	8.82	43	5.8	1.18	1.63
Ap2	0.04	0.11	1.47	0.64	0.69	7.21	31	5.8	0.93	1.63
Bw	0.02	0.16	1.09	0.59	1.53	9.22	34	5.5	0.24	1.74
Bt1	0.03	0.11	1.17	1.50	2.67	8.28	34	5.5	0.21	1.77
Bt2	0.04	0.10	1.35	1.83	2.49	8.82	38	5.5	0.24	1.73
BC	0.04	0.07	1.43	2.10	2.74	9.08	40	5.6	0.26	1.63
C	0.08	0.05	1.56	4.41	4.08	12.82	48	5.8	0.06	1.69

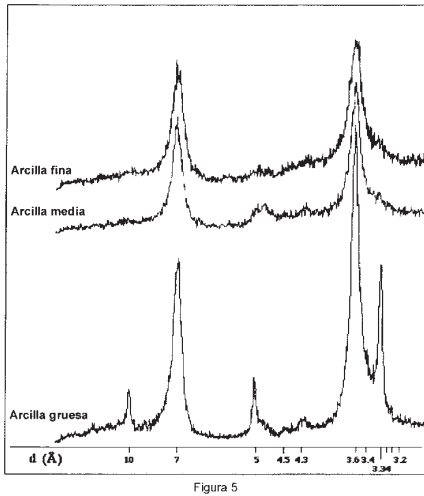


FIGURA 5. Patrón de difracción de rayos X de las diferentes fracciones de arcilla.

za la lixiviación, ya que a causa de ésta la sílice aparece en forma de arcilla. El aluminio y el hierro tienen un comportamiento muy parecido, sufren pérdidas en los horizontes

superiores y acumulaciones en los inferiores. Los alcalinos y alcalinotérreos sufren una pérdida general a causa de la lixiviación, aunque aquí habría que resaltar el comportamiento del magnesio ya que sus pérdidas son mínimas en los horizontes inferiores, donde se observa un aumento de su contenido en el complejo de cambio que consigue provocar la sustitución de hierro en la biotita y su transformación en flogopita, apareciendo un pico a 3.39-3.40 Å en los horizontes inferiores (Fig. 1). Los valores de r se muestran en la Tabla 15.

Finalmente si miramos la Tabla 16, donde se muestran las relaciones existentes entre el hierro extraíble y el total, encontramos que los valores correspondientes al hierro extraído con oxalato son relativamente bajos si los comparamos con los de la extracción de ditionito-citrato. Este hecho podemos interpretarlo como un proceso intenso anterior de alteración que ahora se debilita —con la excepción de los horizontes Bw y C, en que la actividad actual todavía es intensa. El horizonte C coincide con el

TABLA 14. Variación en los componentes (%)

Horiz.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO
Ap1	-63.7	-11.9	-3.2	-8.3	-3.6	-2.4	-11.0
Ap2	-51.1	-8.3	-2.5	-7.3	-3.3	-2.3	-0.9
Bw	-55.2	-3.4	-1.4	-6.7	-3.3	-2.3	-0.9
Bt1	-26.6	11.3	6.9	-3.5	-2.1	-1.5	-0.3
Bt2	-21.6	15.5	5.6	-2.8	-2.0	-1.3	-0.3
BC	-15.8	16.5	7.0	-2.2	-2.0	-1.2	-0.2
C	-11.4	15.1	6.1	-2.6	-1.7	-1.1	-0.1

TABLA 15. Relación entre el contenido de Zr en cada horizonte y la roca madre ®

Horiz.	Ap1	Ap2	Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	C
R	1.92	1.74	1.72	1.10	1.01	0.91	0.89

TABLA 16. Hierro extraíble: proporción total de hierro

Horizonte	Fe _d ^a /Fe ^t	Fe _o ^b /Fe _t ^c
Ap1	0.29	0.052
Ap2	0.33	0.059
Bw	0.30	0.085
Bt1	0.35	0.059
Bt2	0.40	0.062
BC	0.42	0.064
C	0.15	0.071
R	0.05	0.046

^aFe_d = Ditionito-Citrato Fe extraíble

^bFe_o = Oxalato Fe extraíble

^cFe_t = Fe total

anterior, mostrando el menor porcentaje de actividad.

Ilimerización

Tras la formación del horizonte cámbico tiene lugar un proceso de ilimerización que se hace evidente por la distribución de arcilla total, y más particularmente, de arcilla fina (<0.08_μ) tal y como se muestra en la Tabla 2. El examen morfológico de los perfiles revela recubrimientos de arcilla en el horizonte Bt (Tablas 11 y 12). Los recubrimientos de arcilla son frecuentes en las cavidades y en la superficie de los agregados de todos los sub-horizontes del horizonte árgico e incluso en el horizonte C.

La dispersión de arcilla es mejor cuanto mayor es su capacidad de intercambio catiónico y menor su tamaño (Dorronsoro y Aguilar, 1988). La illita muestra una mayor capacidad de intercambio pero menor tamaño que la caolinita; ambas están presentes en el horizonte Bt y experimentan un proceso de acumulación, pero mientras que la illita es un producto de la transformación que se genera en el propio horizonte, la caolinita surge de una neoformación y de la iluviación, tal y

como se demuestra por el análisis cuantitativo de microscopía electrónica en varios recubrimientos del horizonte Bt2. Los resultados de dos de estos recubrimientos aparecen en la Tabla 17, donde la relación SiO₂/Al₂O₃ toma el valor de 1,27, ligeramente superior al 1,18 de la caolinita teórica. El exceso de sílice y la presencia del resto de elementos se debe al propio material en que se deposita la arcilla.

Por medio de las técnicas recomendadas por Smeck et al. (1968) calculamos el equilibrio de arcilla total y sus fracciones en el horizonte C, asumiendo que sólo podría tener lugar el proceso de alteración y no de iluviación, lo que no es totalmente cierto. El horizonte inmediatamente inferior, sin embargo, no puede usarse ya que no contiene arcilla sino roca. La Tabla 18 muestra los resultados de la aplicación de la siguiente ecuación:

$$C = ch * dh - cc * dc * f$$

donde C representa la ganancia o pérdida en cada horizonte, ch y cc son los porcentajes de arcilla en el horizonte que se está considerando y en el horizonte C respectivamente, dh y dc son las densidades aparentes de cada horizonte y del horizonte C respectivamente

TABLA 17. Composición química de los recubrimientos §

Recubr.	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
1	0.02	0.80	0.49	36.02	28.28	12.35	0.47	0.03	0.30	1.27
2	0.03	0.87	0.48	36.91	29.16	10.67	0.41	0.00	0.32	1.27

§ H₂O y elementos menores no han sido determinados

TABLA 18. Variación en la arcilla (cg:cm⁻³)

Horizonte	Total	Gruesa	Media	Fina
Ap1	-71.7	-26.9	-23.4	-21.4
Ap2	-58.0	-16.9	-23.9	-17.2
Bw	-44.3	-5.9	-21.4	-17.0
Bt1	6.5	2.1	4.4	0
Bt2	-3.1	-8.6	6.5	-0.4
BC	-0.7	-2.9	5.5	3.3

y f es la relación entre el contenido de Zr en cada horizonte y en el horizonte C.

En la Tabla 18 se puede ver que en los horizontes Ap y Bw se da una pérdida de arcilla total, mientras que en el horizonte Bt1 se produce un ganancia de la misma. Las aparentes pérdidas sufridas en los horizontes Bt2 y BC son en realidad ganancias, pero aún son inferiores que las producidas en el horizonte C. La arcilla gruesa tiende a acumularse en el horizonte Bt1, hecho que se debe más a la alteración que a la iluviación, con un movimiento mínimo o cero ya que normalmente está generada por illita y ésta no parece en los recubrimientos estudiados. La arcilla media se mueve claramente hacia los horizontes Bt1 y subsiguientes, mientras que la arcilla fina tiende a concentrarse en el horizonte BC. Todo esto demuestra claramente las conclusiones expresadas por numerosos autores al declarar que la arcilla fina es muy capaz de permanecer en suspensión.

El estudio micromorfológico confirma la existencia de una importante alteración en todo el perfil, lo que se demuestra por el alto grado de corrosión de todos los granos de cuarzo presentes y, sobre todo, por la importante iluviación primaria tal y como la refirió Mermut (1978). La alteración también afecta a la materia orgánica, especialmente en el horizonte de superficie al contener restos de gran tamaño que han perdido su unidad celular.

En cualquier caso, las características más notables son las iluviales, con un índice 4 de iluviación en el horizonte BC. Las características iluviales están presentes en todas sus formas, no sólo como recubrimientos e hiporecubrimientos sino también como material de relleno. Hay que destacar la existencia de recubrimientos amarillos y rojizos correspondientes a los de arcilla y de arcilla de hierro -cútanos de arcilla y cútanos de arcilla-hierro tal y como los definió Brewer (1964),

indicando que el hierro puede formar parte del proceso de iluviación sin que necesariamente tenga que ser así.

Los recubrimientos e hiporecubrimientos están constituidos por arcilla límpida e impura alrededor de los granos y poros, con una clara extinción y laminación paralela. Sin embargo, el hecho más notable es la gran cantidad de fragmentos de recubrimientos e hiporecubrimientos en todos los horizontes, que es muy típico de los horizontes paleórgicos.

Por último habría que señalar la existencia de un cierto grado de iluviación en los materiales de tamaño de limo en el horizonte Bt2. Estos materiales parecen mostrar un determinado proceso de hidromorfia.

Rubefacción

La rubefacción se manifiesta en la formación del suelo de hematites y goetita que no estaban presentes en el material original. Su asociación con la arcilla en los recubrimientos se demuestra mediante el análisis por microscopía electrónica (Tabla 18).

DISCUSIÓN GENERAL

Los datos y consideraciones expuestos anteriormente nos permiten afirmar que estamos ante suelos muy viejos dada la extensión mostrada por la alteración. Esto, unido a la presencia de recubrimientos de arena en el horizonte Ap1, nos permite señalar que en un primer ciclo evolutivo se formó un suelo similar al presente pero con un horizonte E muy diferente. La posterior deforestación y cultivo de la tierra han provocado la erosión de la parte superior del perfil, y los restos del anterior horizonte E junto con la parte superior del horizonte Bt han dado lugar al actual horizonte Ap, el cual todavía muestra un tono muy claro en su parte más superior (Ap1) y otros tonos más rojos en el horizonte Ap2.

El mayor contenido de arcilla en el horizonte Bt1 demuestra que el proceso de ilime-

rización ha vuelto a comenzar en la actualidad, a pesar de que la intensidad del propio proceso sea menor. La ilimerización se da a la misma vez que la alteración, siendo ambos procesos los responsables de la existencia de arcilla en el horizonte Bt.

El exceso de aluminio origina la formación de cloritas aluminicas, las cuales no podrían haberse formado en el ciclo anterior ya que únicamente aparecen en los horizontes superiores; mientras tanto, el resto de la composición del perfil muestra una gran uniformidad. Su reciente formación está muy clara debido a la presencia de minerales interestratificados. Por otra parte, el aluminio tiene una mayor movilidad en las áreas anteriores tal y como lo refleja su acumulación en el complejo de cambio de los horizontes más profundos.

La dirección de la alteración en los feldespatos ha cambiado de la misma manera a causa de esta menor lixiviación. Los fenocristales grandes que aún quedan en los horizontes inferiores con un índice de actividad muy reducido están llevando a cabo una sericitación interna, a la vez que se produce una caolinización externa ya que es aquí donde se intensifica la lixiviación. Todo esto origina que el grado de saturación en el complejo de cambio del suelo aumente, a pesar de que el contenido mineral escasamente cambie en los horizontes superiores dificulte este aumento.

CONCLUSIONES

Se pueden observar dos ciclos genéticos muy diferentes en el estudio de estos suelos, a pesar de que sus procesos formativos sean muy similares.

El primer ciclo se caracteriza por la formación de caolinita a expensas de feldespatos y plagioclasas y por la transformación de micas en illitas, predominantemente dioctáedricas.

Al alcanzar un nivel suficiente de argili-

zación se produce la iluviación de arcilla, que tiende a ser de caolinita y de minerales ferruginosos. De aquí surge la formación de un horizonte árgico rojizo con un horizonte albeo en su parte superior.

Un ciclo erosivo posterior ocasionó la desaparición de las capas superiores del suelo, dejando parte del horizonte albeo. Este horizonte es hoy día el horizonte Ap.

Un nuevo ciclo de evolución del suelo hace que el aluminio se diversifique en la superficie en cloritas aluminicas, mientras que en capas mucho más profundas hay una gran tendencia a la sericización de los fenocristales presentes en la roca madre. Todo este proceso se ralentiza por la presencia de un clima más frío y menos húmedo.

Simultáneamente tiene lugar una "empardecimiento" de la superficie del horizonte árgico, con una posterior iluviación de arcilla que hace que este horizonte se desplace verticalmente de abajo a arriba. No hay ninguna evidencia del cambio en la naturaleza de la arcilla iluviada, ya que en el análisis de los recubrimientos se demuestra que todos son de naturaleza caolinita.

REFERENCIAS

- Barron, V. y Tarrant, J. (1987). Origin of red-yellow mottling in a feric Acrisol of southern Spain. *Zeitschrift Für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 150, 308-313.
- Brewer, R. (1964). *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley and Sons. New York.
- Bullock, P., Fedonoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. y Babel, U. (1985). *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications. Wolverhampton. England.
- Calvert, C.S., Buol, S.W. y Weed, S.B. (1980). Mineralogical characteristics and transformation of a vertical rock-saprolite-soil sequence in the North Carolina Piedmont. I. Profile morphology, chemical composition and mineralogy. *Soil Science Society American Journal*, 44, 1096-1103.
- Cho, H.D. y Mermut, A.R. (1992). Pedogenesis of two forest soils (Kandiustults) derived from metamorphosed granite in Korea. *Soil Science Society American Journal*, 56, 517-525.
- Dorronsoro, C. y Delgado, M. (1970). Fundamentos de un método para el estudio óptico de la fracción arena gruesa de suelos. *ARS.PHARM.* 361-375.
- Dorronsoro, C. y Aguilar, J. (1988). El proceso de iluviación de arcilla. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 47 (1,2), 311-350.
- Duchaufour, P. (1977). *Atlas ecológico de los suelos del mundo*. Toray-Masson. S.A.. Barcelona.
- FAO. (1988). *Soil map of the world (Revised Legend)*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Fernández, R.N. y Schulze, D.G. (1992). Munsell Colors of Soil Simulated by Mixtures of Goethite and Hematite with Kaolinite. *Zeitschrift Für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 155 (5,6), 473-478.
- Gallardo, J., Alexandre, T. y Guerra, A. (1981). Horizontes argílicos en suelos sobre rocas intrusivas y metamórficas en la Sierra de Guadarrama. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 40 (7,8), 1089-1100.
- García, A., Fernández, J. y Saura, I. (1993). Genesis of a red soil developed over granite in a xeric climate. *2nd International Meeting on "Red Mediterranean Soils"* ISSN 1021-4089. 119-122.
- Harris, W.G., Zelazny, L.W., Baker, J.C. y Martens, D.C. (1985). Biotite kaolinitisa-

- tion in Virginia Piedmont soils: I. Extent, profile trends and grain morphological effects. *Soil Science Society American Journal*, 49, 1290-1297.
- Huang, P.M. (1989). Feldspars, olivine, pyroxenes and amphibols. *Soil Science Society American Journal*, 53, 975-1050.
- ISRIC. (1987). Procedures for Soil Analyses. In: *Technical Paper No. 9*. 2nd edn. (eds L.P. van Reeveijk). International Soil Reference and Information Centre. Wageningen.
- Martín Ramos, J.D. (1990). Programa evaluador de diagramas de rayos X. D.L. M-11719 N.R. 18605. Versión 1.990.
- Mermut, A.R. (1978). Micromorphological study of initial clay illuviation and formation of a red Mediterranean soil. *Proceedings of the Fifth International Working Meeting on Soil Micromorphology*. Granada. 433-444.
- Norfleet, M.L. y Smith, B.R. (1989). Weathering and mineralogical of selected soils in the Blue Ridge Mountains of South Carolina. *Soil Science Society American Journal*, 53, 1771-1778.
- Rutherford, G.K. (1987). Pedogenesis of two Ultisols (Red Earth Soils) on granite in Belize, Central America. *Geoderma*, 40, 225-236.
- Sánchez, J.C. (1990). Textucen. XVII Reunión Nacional de Edafología. Badajoz
- Smeck, N.E., Wilding, L.P. y Holowaychuk, N. 1968. Genesis of argillic horizons in Celina and Morley soils of western Ohio. *Soil Science Society American Proceeding*, 32, 550-556.
- Soil Survey Staff, (1994). *Keys to Soil Taxonomy*. SMSS. 6th edn. Virginia Polytechnic Institute and State University.
- USA Department of Agriculture. (1984). *Soil Survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples*. Soil Survey Investigation Report No. 1. Soil Conservation Service. Washington D.C.
- Zao, Q.C., Xue, S.K., Shi, H. y Wang. M.Z. (1991). Preliminary study on element leaching and current soil-forming process of red soils. *Pedosphere*, 1 (2), 117-126.