

Caracterización de suelos del bosque termomediterráneo del Este de Mallorca

M^a Teresa DE LA CRUZ, José BALAGUER y Juan HERNANDO

SHNB



SOCIETAT D'HISTÒRIA
NATURAL DE LES BALEARS

De la Cruz, M.T., Balaguer, J. y Hernando, J. 2001. Caracterización de suelos del bosque termomediterráneo del Este de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 44: 27-39. ISSN 0212-260X. Palma de Mallorca.

La mayor parte de la superficie de Mallorca está ocupada por terra-rossa (relictos in situ y relictos de sedimentos), este tipo de suelos se extienden desde el nivel del mar hasta las mayores cotas de la isla. En la actualidad están sufriendo un nuevo ciclo edafogénico que modifica sus caracteres hasta llegar a perder su identidad. En el presente trabajo se estudia la influencia del bosque termomediterráneo en los cambios experimentados por los suelos primitivos, en los que los horizontes subsuperficiales dejados al descubierto, por procesos erosivos, actúan como material de origen de los suelos actuales.

Palabras clave: alteración de Paleosuelos, Terra-rossa, Mallorca.

CARACTERITZACIÓ DE SÒLS DEL BOSC TERMOMEDITERRANI DE L'EST DE MALLORCA. La major part de la superfície de Mallorca està ocupada per terra-rossa (relictos in situ i relictos de sediments). Aquesta capa edàfica s'estén des del nivell de la mar fins a les majors altures de l'illa. Aquests paleosòls pateixen, actualment, un nou cicle edafogènic que modifica el seus caràcters i això fa que perdin la seva identitat. En aquest treball s'estudia la influència del bosc termomediterrani en els canvis experimentats en els sòls primitius en que els horitzons subsuperficials deixats al descobert per processos erosius actuen com a material d'origen dels sòls actuals.

Paraules clau: Alteració de paleosòls, Terra-rossa, Mallorca.

CHARACTERIZATION OF THE SOILS FROM THE EAST TERMOMEDITERRANEAN FOREST OF MALLORCA. Most of the surface of the island of Majorca is occupied by terra-rossa (relictus in situ and sediments relictus). This thin edaphic layer exits from the sea side to the highest mountains of the island. Nowadays these paleosoils suffer a new edaphogenetic cycle that modifies their characteristics and they identity. In this paper we study the influence of the termomediterranean forest on the changes that the primitive soils suffer, where the subsuperficial horizons are left by erosive processes, being parent material of the nowadays soils.

Keywords: Alteration of Paleosoil, Terra-rossa, Mallorca.

M^a Teresa DE LA CRUZ, José BALAGUER y Juan HERNANDO; Dpto. Edafología. Facultad de Farmacia. Universidad Complutense de Madrid, Plaza de Ramón y Cajal s/n. Ciudad Universitaria. 28040 MADRID, e-mail: micruz@eucmos.sim.ucm.es

Recepció del manuscrit: 03-oct-00; revisió acceptada: 23-jul-01.

Introducción

Rivas y Costa (1987) indican que la mayor parte de los suelos que soportan los bosques termomediterráneos secos corresponden a suelos rojos. Dentro del piso termomediterráneo mallorquín, destacan los bosques de encinas (*Clematido-Querion Ilicis*) y los bosques de acebuches (*Oleo Ceratonion*) con murtedas baleáricas (*Clematido-Myrtetum*), desarrollados sobre paleosuelos (antiguas terra-rossas), asociados a matorrales seriales. El origen de estos matorrales obedece en unos casos a las distintas fases regresivas del bosque climático preexistente, como consecuencia de la acción del hombre y el medio físico, mientras que en otros constituye la vegetación clímax de la zona en la que se presentan, como ocurre en amplias zonas de margas, tan abundantes por todo el territorio. Se distinguen cuatro tipos de matorral: brezales, jarales, romerales y tomillares. Los brezales aparecen principalmente en las zonas de sierra, asociados a la sequía y luz intensa, colonizando los espacios de bosque donde se han producido talas. Los jarales, caracterizados por la presencia de especies del género *Cistus*, corresponden a la fase regresiva del encinar sobre calizas. El paso intermedio hasta el tomillar, que es el escalón más regresivo de la serie, está representado por los romerales. No obstante, en la superficie arbolada existe un claro predominio de coníferas, representadas por *Pinus halepensis* como especie dominante, que frecuentemente aparece asociado con acebuches y/o encinas. La abundante presencia de los pinos en Mallorca fue señalada por Rosselló (1964), a pesar de que *Pinus halepensis* no prospera de ordinario en el bosque natural y, por lo tanto, sería el resultado de una degradación natural o antropógena del encinar. Según dicho autor la hipótesis de la acción humana ha sido bastante aceptada, aunque no cree en la plantación directa, sino en la apertura o calveros en el encinar primitivo, donde se implantarían las coníferas que previamente existían. Menéndez Amor y Florschuetz (1961) demuestran el predominio del pino, al menos desde la fase Atlántica del Holoceno (5500 a. C.), la encina se encontraba en posición secundaria.

Yll *et al.* (1994), tras estudios palinológicos en Cala Galdana (Menorca), confirman la presencia de pinos entre los 0 y 7 m de profundidad en los últimos 6000 años, afirmando además que *Betula*, *Abies*, *Tilia*, *Corylus*, *Ulmus* y *Salix* fueron eliminados del registro polínico, posiblemente como resultado de cambios en el transporte por el viento desde el continente o desde la isla de Mallorca, sin despreciar posibles causas climáticas o antropogénicas. Por otra parte, los estudios polínicos en la albufera de Alcudia (Mallorca) de Burjachs *et al.* (1994), muestran la evolución vegetal de los últimos 7000 años, caracterizada por la brusca sustitución de la vegetación mesófila por una vegetación adaptada a condiciones más mediterráneas, teniendo lugar una primera sustitución de *Juniperus*, *Ephedra* y *Buxus* por *Olea* y *Pinus*. Estos datos podrían corroborar el transporte desde Mallorca a Menorca debido a las causas antes citadas.

Según Rosselló (1964) *Pinus halepensis* llega hasta los 1000 m de altitud, ocupando, en ocasiones, terrenos no cultivados de la región central de Mallorca, estando íntimamente relacionado con la garriga en la que sobresalen el lentisco (*Pistacia lentiscus*), el acebuche (*Olea europaea*) y las cistáceas, apareciendo también el romero (*Rosmarinus officinalis*) y el albó (*Asphodelus microcarpus*).

De Bolós (1981) muestra un esquema hipotético de la vegetación del mediterráneo occidental al final de la glaciación del Würm, a Mallorca le correspondería un bosque de encinas (*Quercus ilex*), silvóestepa (vegetación estepárica con algunos árboles del bosque templado, como *Sorbus aria*, *Acer opalus* y *Taxus baccata*) y en zonas hoy sumergidas bajo el nivel del mar, una maquia meridional del tipo del Oleo-ceratonion.

Klinge y Mella (1958) estudian los suelos de Mallorca concluyendo que las terra-rossa son los suelos dominantes, extendiéndose desde el nivel del mar hasta las mayores alturas de la isla, y que se caracterizan por un fuerte empardecimiento y terrificación. Las rendsinas aparecen en zonas donde la terra-rossa ha sido erosionada totalmente, dejando el material calizo al descubierto. Asimismo, describen como suelos menos

importantes, suelos brutos, ranker (imposible sobre material carbonatado), rendsinas y pararendsinas sobre dunas recientes y suelos salinos en zonas costeras. Según Rosselló (1964) las condiciones climáticas actuales no permiten la formación de suelos más desarrollados que la xerorendsinas, salvo contadísimas excepciones, afirmando que el predominio superficial corresponde a los suelos relictos de terra-rossa, desarrollada en Mallorca durante el gran interglaciario Mindel-Riss y, con menor importancia, en el Riss-Würm-Tirreniense II. Según este autor el intenso empardecimiento de la parte superior de estos suelos y los procesos de terrificación de terra-rossa in situ sólo pueden interpretarse como formaciones secundarias de una porción edáfica antigua, pero predominan los sedimentos de terra-rossa (*call vermell*) empardecidos, en los llanos y la plataforma Vindoboniense.

Siempre se ha considerado, incluso para la región mediterránea, que los suelos rojos son paleosuelos. Sin embargo Gratier y Pochon (1976) indican que sobre depósitos periglaciares, con cantos calizos y silíceos, se han desarrollado suelos rojos en menos de 10.000 años, en una zona en donde el clima ni siquiera es mediterráneo, aunque la rubefacción es moderada, dando colores de la gama 5YR y, excepcionalmente, 2,5YR. Lamouroux (1971) también señala la formación de suelos rojos en menos de 10.000 años, a partir de calizas duras en las montañas del Líbano; y Duchaufour (1969) apunta la formación de suelos rojos recientes, en Grecia, a partir de esquistos cloríticos ricos en hierro.

Entre las condiciones climáticas idóneas para la formación de suelos rojos se señalan una pluviosidad entre 500 - 800 mm y 60 días consecutivos de sequía (Espejo, 1997), en general condiciones no muy distintas de las actuales, que se aproximan al límite inferior pluviométrico. Se considera como límite más antiguo en la formación de terra-rossa en Mallorca el Terciario superior. En los mapas del I.G.M.E. (1991) se citan terra-rossas al final del Mioceno (Tortonense-Messiniense), en el Plio-Pleistoceno, sobre calcarenitas, y en el Cuaternario, sobre estos mismos materiales. A lo largo del Pleistoceno inferior se sucedieron en el Mediterráneo ciclos mor-

fogenéticos similares a los de las actuales sabanas tropicales, seguidos en el Pleistoceno medio, por otros de tipo semiárido subtropical, siendo las condiciones semidesérticas, con predominio generalizado de procesos erosivos y formación de depósitos eólicos (Paepe, 1988). Singer (1976) señaló la existencia de importantes fluctuaciones climáticas durante el Cuaternario, originando suelos rojos mediterráneos considerados como poligenéticos o relictos. Estos suelos han merecido la atención de diversos investigadores: Pomar (1975), Calvet *et al.* (1975), Calvet (1979), Cuerda *et al.* (1982; 1984), Esteban y Klappa (1983), Rita y Vallejo (1988; 1991) y Balaguer *et al.* (1995), entre otros.

Butzer (1961) señala la formación de Rotlehms (terra-rossas) en el Cuaternario, sobre calizas, apareciendo horizontes B que pueden alcanzar los 5m de espesor en zonas húmedas y de 50-100 cm en zonas secas del área mediterránea. Respecto a la antigüedad de los suelos de las terrazas del valle del Ródano, Boruand (1978) baraja cifras del orden de 100.000 años para un suelo fersialítico con horizonte Bt.

En función de lo anteriormente expuesto, los suelos rojos de Mallorca se generaron de forma masiva durante el interglaciario Mindel-Riss, y, en mucha menor proporción, durante el Riss-Würm-Tirreniense II, tanto in situ como transportados después de un periodo erosivo, evolucionando hacia otros tipos de suelos, que presentan como material de partida los antiguos horizontes Bt, siendo el factor desencadenante del último periodo evolutivo, la presencia de una vegetación capaz de producir procesos de empardecimiento y terrificación debido a las condiciones climáticas idóneas. No obstante, y muy puntualmente, a partir de coluviones calcáreos muy filtrantes, podrían generarse en la actualidad, suelos con evolución fersialítica.

Este trabajo tiene por objeto el estudio de la influencia del bosque mediterráneo, más o menos degradado, sobre las antiguas terra-rossas en el ciclo edafogenético actual. En muchos casos, los antiguos horizontes Bt, tanto si permanecen in situ como si han sido erosionados y transportados, actúan como material de origen de los suelos actuales, lo que enmascara la influencia de la

Tabla 1. Características generales de los suelos.*Table 1. Characteristic of soils.*

Perfil	Altitud (m)	Fisiografía	Pendiente	Orientación	Clasificación*
1	74	Planicie	Llano	O	Leptosol lítico
2	190	Planicie	Llano	E-SE	Leptosol rénsico
3	100	Planicie	Ligera	N	Leptosol eutríco
4	70	Pie de monte	Ligera	N	Cambisol calcárico
5	55	Terraza	Moderada	S	Leptosol lítico
6	60	Ladera	Moderada	SE	Leptosol eutríco
7	25	Planicie	Llano	NO	Leptosol eutríco
8	70	Planicie	Llano	N	Leptosol eutríco

*Clasificación según FAO (1998)

roca madre subyacente. Además supone la puesta al día de la tipología de suelos de Mallorca siguiendo la clasificación F.A.O. (1998).

Material y métodos

Se han seleccionado un total de ocho perfiles: cuatro situados en el N-E de la isla de Mallorca, en el municipio de Artà (1, 2, 3 y 4); y otros cuatro situados en el S-E, en los municipios de Manacor (5), Campos (6), ses Salines de Llevant (7) y Santanyí (8). Las características generales de los perfiles se muestran en la tabla 1 y la localización de los mismos se indica en el mapa adjunto (Fig. 1). La tabla 2 recoge la vegetación leñosa encontrada sobre cada una de los perfiles.

El análisis de campo y la toma de muestras se ha realizado según las normas recomendadas

por la F.A.O. (1977). El color de los horizontes edáficos según la nomenclatura de *Soil Color Charts* (Munsell, 1954). El método empleado en el análisis del carbono orgánico es el propuesto por Walkey y Black (1974), oxidando el carbono orgánico con solución de dicromato potásico, en medio ácido, valorando el exceso con sal de Mohr, en presencia de difenilamina como indicador. Para la determinación del nitrógeno total se ha utilizado el método propuesto por Kjeldahl, modificado por Bouat y Crouzet (Guitian y Carballas, 1976). La determinación del pH se realizó en una suspensión suelo/agua = 1/2,5 siguiendo el método propuesto por I.S.R.I.C. (1993), utilizando un pH-metro Crison modelo Digit-505. En el análisis granulométrico se siguió el método internacional de la Pipeta, eliminando la materia orgánica por oxidación con H₂O₂ al 30% y separando las distintas fracciones por tamización y sedimentación, siguiendo la ley

Tabla 2. Vegetación (sólo árboles y arbustos).*Table 2. Vegetation (only trees and shrubs).*

Perfil	Vegetación
1	<i>Olea europaea</i> , <i>Pistacia lentiscus</i> y <i>Erica multiflora</i>
2	<i>Quercus ilex</i> , <i>Pinus halepensis</i> , <i>Arbutus unedo</i> , <i>Myrtus communis</i> ,
3	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Olea europaea</i> y <i>Pistacia lentiscus</i>
4	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Olea europaea</i> , <i>Pistacia lentiscus</i> y <i>Chamaerops humilis</i>
5	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Olea europaea</i> y <i>Pistacia lentiscus</i>
6	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Olea europaea</i> y <i>Pistacia lentiscus</i>
7	<i>Pinus halepensis</i> y <i>Pistacia lentiscus</i>
8	<i>Olea europaea</i> y <i>Pistacia lentiscus</i>



Fig. 1. Localización de los suelos.

Fig. 1. Localization of soils.

de Stokes (I.S.R.I.C., 1993). La capacidad total y bases de cambio se determinaron por el método del acetato amónico, saturando el suelo, mediante percolación, con una solución de acetato amónico 1N a pH=7 y desplazando el ión amonio adsorbido con una solución de NaCl 0,5N; las bases de cambio Ca^{2+} y Mg^{2+} se obtuvieron por espectrofotometría de absorción atómica y Na^+ y K^+ por fotometría de llama. La determinación del carbonato cálcico equivalente se realizó con el calcímetro de Bernard y el carbonato cálcico activo mediante extracción con oxalato amónico, según la norma francesa homologada NF X 31-106 (AFNOR, 1982). El óxido de hierro libre se obtuvo mediante reactivo de Tamm (Duchaufour y Souchier, 1966) y las formas amorfas y cristalinas con ácido clorídrico 8N (Segalem, 1968). El óxido de hierro total se determinó mediante análisis químico efectuando el ataque en reactor phaxe-2000 con HF al 40% y HClO₄ al 60%. Para el estudio mineralógico de la fracción arcilla, se llevó a cabo el método pro-

puesto por Kitrick y Hope (1963) para su extracción y posteriormente se prepararon muestras en agregados orientados, solvatación con etilenglicol y tratamiento térmico a 550°C. Para su identificación se han seguido las indicaciones de Brindley y Brown (1980) y Nemezc (1981), entre otros, utilizando un difractor de rayos x Philips, modelo 1710 con radiación ka de Cu.

Resultados y discusión

En principio las coloraciones rojizas o pardas indican una buena aireación del suelo, lo que permite un buen estado de oxidación y buen drenaje. La instalación de la vegetación sobre antiguos horizontes Bt produce lo que se denomina empardecimiento secundario, debido más al color que genera la incorporación de la materia orgánica sobre un horizonte rojo que a la formación del complejo arcilla-Fe-humus. Los trabajos de Schwertman y Taylor (1989) indican que el

hematites (rojo) no se rehidrata para formar goethita (pardo), ni ésta se deshidrata para formar hematites. La génesis de ambos minerales difiere en la rapidez de la hidrólisis del hierro liberado de los minerales primarios o del complejo con materia orgánica; si esta hidrólisis es rápida se forma hematites, por deshidratación de ferrihidrita; si es lenta, se produce goethita.

Duchaufour (1984) indica que la presencia de vegetación forestal aporta al suelo gran cantidad de materia orgánica e impide la rubefacción completa en los horizontes superficiales, dando colores de la gama de los 5YR.

La fracción arcilla es muy importante en todos los suelos, teniendo en cuenta su origen a partir de antiguos horizontes Bt árgicos, generados por la luviación de arcilla la cual lleva ligados óxidos de hierro deshidratados. A pesar de ello, los suelos están bien drenados debido a una buena estructura, predominantemente granular (Tabla 3).

Generalmente, en estos medios ricos en calcio y magnesio, se forman esmectitas por procesos de agradación con sustitución de iones y entradas de moléculas de sílice en lagunas de capas tetraédricas de algunas vermiculitas; proceso descrito por Makumbi (1972). Sin embargo, en los suelos estudiados, sólo puntualmente aparecen estos minerales esmectíticos, dominando en ellos micas-illitas y caolinitas y siendo comunes vermiculita y clorita entre los minerales laminares. La presencia de clorita se explica por la abundancia de magnesio y el pH básico de los suelos que posibilita la formación de las mismas a partir de otros minerales de 1,4 nm por intercalación de brucita entre los paquetes de tipo 2:1, como ha sido descrito por Alias *et al.* (1995).

La presencia de caolinita puede deberse a una desilificación de minerales 2:1 con acidificación del medio. Fornós *et al.* (1997) indican que tanto las lluvias de fango como el polvo eólico procedente de África (muy comunes en

Tabla 3. Descripción morfológica de los horizontes.
Table 3. Morphologic descriptions of the horizons.

Perfil	Horizonte	Profundidad(cm)	Color (húmedo)	Estructura (*)	Consistencia S M H P	Limite del Horizonte
1	Ah	0-10	5YR 3/3	Granular F	3 1 1 3	Neto
2	Ah1	0-15	5YR 2,5/1	Granular D	1 1 1 1	Difuso
	Ah2	15-30	5YR 3/2	Subangular	1 0 1 0	Ondulado
3	Ah1	0-5	5YR 3/3	Granular D	2 1 1 2	Neto
	Ah2	5-25	5YR 3/3	Poliédrica	1 1 1 2	Neto
4	Ah1	0-5	5YR 4/3	Granular F	3 1 2 3	Difuso
	Ah2	5-20	5YR 5/3	Poliédrica	2 1 2 3	Difuso
	Bw	20-70	5YR 4/4	Poliédrica	3 1 3 3	Neto
	2B	70-90	5YR 4/6	Granular D	1 1 3 2	Neto
	2C	90-110	5YR 6/6	Granular D	0 1 0 0	Neto
5	Ah	0-10	2,5YR 3/6	Granular F	3 2 3 3	Neto
6	Ah	0-30	5YR 3/4	Granular F	3 3 2 3	Neto
7	Ah	0-30	5YR 4/6	Granular F	3 3 3 3	Neto
8	Ah	0-10	5YR 3/4	Granular F	3 3 3 2	Neto

(*) F: fuerte, D: débil.

Consistencia : S (seco): 0- Suelto, 1-Blando, 2-Duro, 3-Muy duro

M (mojado): 0-Suelto, 1-Friable, 2-Firme, 3-Muy firme

H (húmedo): 0-No adherente, 1-Ligeramente adherente, 2-Adherente, 3-Plástico

Plasticidad: P 0-No plástico, 1-Ligeramente plástico, 2-Plástico, 3-Muy plástico

Tabla 4. Textura y materia orgánica.

Table 4. Texture and organic matter.

Perfil	Horizonte	Prof. (cm)	%Arena	%Limo	%Arcilla	Textura	% C	%N	C/N
1	Ah	0-10	49,08	11,71	39,19	Arc-aren	8,05	0,47	10,33
2	Ah1	0-15	55,67	22	22,31	Fran-Arc-aren	8,75	0,57	15,19
	Ah2	15-30	25,56	16,84	32,01	Fran-Arc-aren	5,31	0,46	11,41
3	Ah1	0-5	59,63	15,42	24,95	Arc-aren	5,17	0,54	9,56
	Ah2	5-25	48,71	16,19	34,98	Franca	2,46	0,38	6,47
4	Ah1	0-5	34,81	19,66	45,52	Arcillosa	4,36	0,43	10,19
	Ah2	5-20	36,79	19,20	44	Arcillosa	3,55	0,39	8,99
	Bw	20-70	36,32	17,23	46,43	Arcillosa	2,42	0,31	7,81
	2B	70-90	69,26	4,32	26,41	Fran-aren	1,00	0,25	4,00
5	Ah	0-10	22,50	29,25	48,25	Arcillosa	3,49	0,25	13,79
6	Ah	0-30	41,36	24,14	34,50	Fran-Arc	3,11	0,21	14,88
7	Ah	0-30	58,88	5,88	35,23	Arc-aren	1,76	0,15	11,50
8	Ah	0-30	39,47	30,01	40,50	Fran-Arc	4,57	0,33	15,20

Mallorca), muestran textura limosa y están compuestos fundamentalmente por cuarzo y caolinita, por lo que no es de extrañar que parte de estos minerales presentes en los suelos tengan este origen. Dentro de los minerales no laminares de la fracción arcilla predomina el cuarzo, pero son comunes: calcita, dolomita y algunos feldespatos.

La influencia de la vegetación se pone de manifiesto en los elevados contenidos de carbono orgánico (Tabla 4) y en los tipos de humus que van desde el mull carbonatado (perfiles 1, 3, 4, 5, 6 y 7) al moder (perfiles 2 y 8), es decir humus poco evolucionados, que debido a la escasa mineralización de la materia orgánica, por acción de la fracción más fina del CaCO₃ (caliza activa), producen su acumulación en superficie, predominando fracciones como humina heredada y ácidos fúlvicos. Totain (1974) y Le Tacon (1976) precisan la acción de la caliza activa: insolubilización de los precursores fenólicos solubles y protección de la materia orgánica poco transformada (humina heredada) impidiendo su evolución. El ciclo del nitrógeno es desfavorable ya que el porcentaje de mineralización anual, frenado por el carbonato cálcico activo es francamente bajo, y existen pérdidas importantes de nitró-

geno inorgánico (Duchaufour, 1984). No obstante, las diferencias encontradas en la proporción de carbono están relacionadas con la densidad de la vegetación y no con la presencia o ausencia de las diferentes especies vegetales (Tabla 2), sobre todo del tapiz herbáceo que acompaña al bosque. Si tenemos en cuenta las relaciones C/N de las especies vegetales (Tisdale *et al.*, 1985), en las leñosas éstas son muy elevadas, debido al bajo contenido en nitrógeno que presentan; mientras que en las herbáceas (gramíneas y leguminosas) las relaciones C/N son muy bajas, debido a su alto contenido en nitrógeno, por lo que son estas últimas las que influyen de forma muy notoria en las relaciones C/N de los suelos, ya que las especies leñosas que aparecen ocasionarían relaciones superiores. Seguramente el tapiz herbáceo que acompaña al bosque termomediterráneo es responsable de la transformación de los horizontes Bt en horizontes organo-minerales. Esta transformación ocasiona una modificación de la estructura (Tabla 3), existiendo un predominio de estructuras granulares sobre las poliédricas propias de los horizontes Bt de las terra-rossas.

Los valores tan elevados de la suma de bases (Tabla 5) se deben a la metodología empleada para su determinación; el método del acetato amónico

Tabla 5. pH y Complejo de cambio.Table 5. *pH and Change complex.*

Perfil	Horizonte	pH	S (cmol/kg)	CIC (cmol/kg)	V
1	Ah	7,7	53,84	35,04	Saturado
2	Ah1	7,7	88,01	64,62	Saturado
	Ah2	7,8	72,35	46,80	Saturado
3	Ah1	7,6	59,94	32,70	Saturado
	Ah2	7,5	52,69	28,51	Saturado
4	Ah1	7,4	52,99	28,00	Saturado
	Ah2	7,4	44,22	30,00	Saturado
	Bw	7,6	33,94	20,00	Saturado
	2B	7,8	30,71	14,00	Saturado
5	Ah	7,1	13,73	40,07	34,26
6	Ah	7,2	56,29	14,00	Saturado
7	Ah	8,1	50,70	18,18	Saturado
8	Ah	7,3	25,70	37,66	68,24

conduce a resultados erróneos ya que disuelve, en parte, carbonatos, dando valores excesivos de calcio de cambio (Fig. 2). En I.S.R.I.C. 1993 se recomienda que se considere el grado de saturación en bases del 100% en suelos carbonatados. Una alternativa podría ser el método de la plata tiurea, pero para clasificar los suelos por F.A.O. se exige el método del acetato amónico.

Los valores de la capacidad total de cambio (CIC) dependen del contenido y tipo de arcilla y de componentes orgánicos. Como valor medio de CIC para la materia orgánica se suele considerar 200 cmol/kg ya que normalmente varía entre 100 y 300 dependiendo del grado de humificación. Sin embargo, su valor varía mucho en función del porcentaje y tipo de minerales de arcilla (Porta *et al.*, 1999): caolinita (1-10 cmol/kg), illita (10-40 cmol/kg), clorita (10-40 cmol/kg), esmectita (80-150 cmol/kg) y vermiculita (120-150 cmol/kg). En nuestro caso los contenidos en materia orgánica y arcilla son elevados, lo que condiciona el valor de CIC, disminuyendo considerablemente en los horizontes más pobres en materia orgánica.

Las terra-rossas típicas, se encuentran siempre descarbonatadas, lo que es necesario para la formación de los horizontes Bt, posteriormente se produce el proceso de rubefacción

(deshidratación de los óxidos de hierro ocasionando colores rojos). Sin embargo, vemos que los suelos muestran cantidades más o menos importantes de carbonato cálcico (Fig. 3), la presencia de carbonato cálcico se debe a procesos de recarbonatación secundarios, dado el ambiente calizo de la isla, que condicionan el pH básico de los suelos así como el elevado grado de saturación en bases (V). Los perfiles 5 y 8, con escaso contenido en carbonato cálcico, ya que no han sufrido recarbonatación, no llegan a la saturación y presentan el pH ligeramente inferior (Tabla 5). El carbonato cálcico activo (en fracciones arcilla y limo) podría ser transportado por el viento, mientras que las fracciones más gruesas se supone son transportadas por el agua.

Las relaciones hierro Libre/Total, son elevadas (Tabla 6), es decir, la alteración ha sido intensa, liberando hierro durante el proceso de descarbonatación, como corresponde a la formación de suelos rojos. El hierro liberado puede unirse a las arcillas, siendo transportado con las mismas en los procesos de iluviación, o bien puede evolucionar hacia minerales tipo goethita o hematites, puestos de manifiesto en muestras en polvo por difracción de rayos X.

Los suelos con hues 5YR y más rojos deben su color principalmente a la presencia de

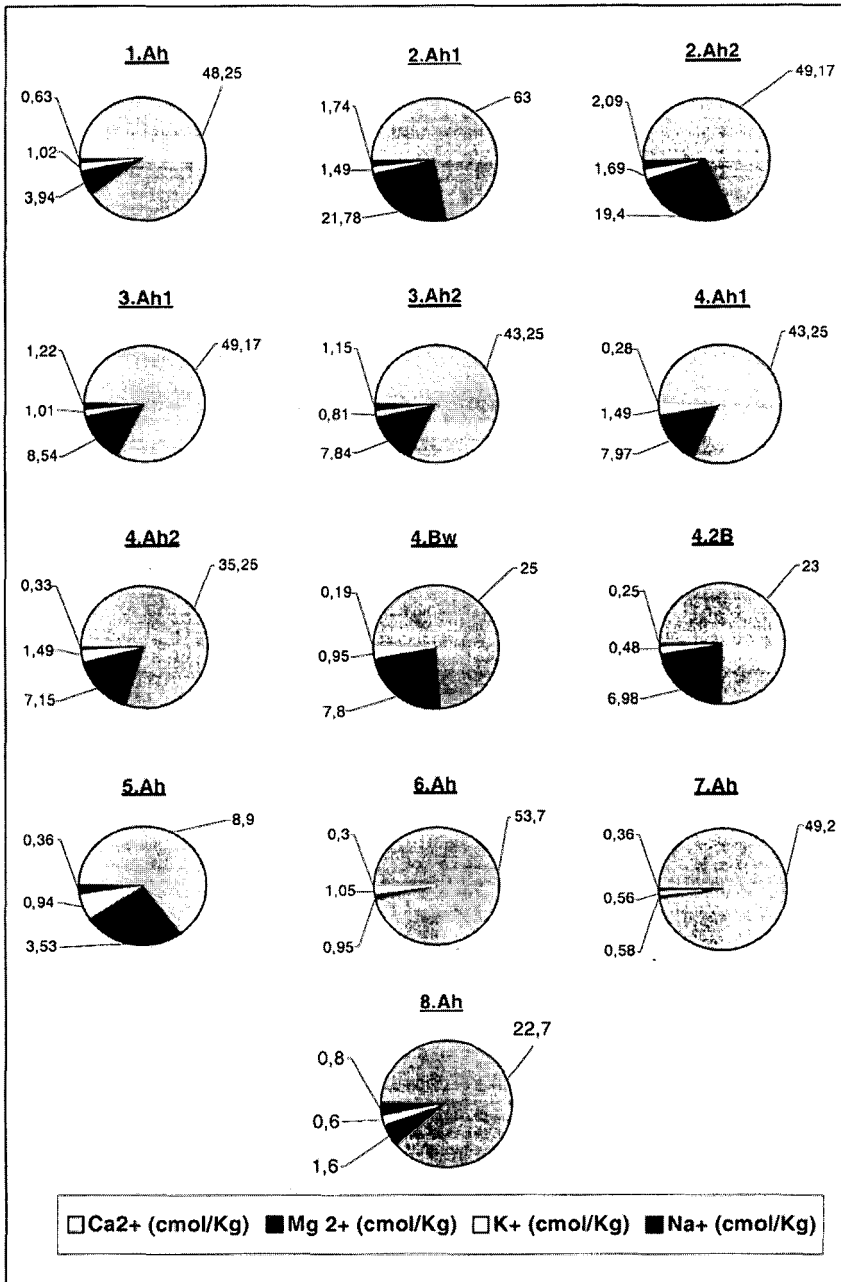


Fig. 2. Bases de cambio.
Fig. 2. Exchangeable bases.

Tabla 6. Óxidos de hierro (%).

Table 6. Iron oxides (%).

Perfil	Horizonte	Total	Libre	Reticular	Amorfo	Cristalino	Libre/Total
1	Ah	3,70	2,70	1,00	1,89	0,81	72,97
2	Ah1	2,50	1,50	1,00	1,20	0,30	60,00
	Ah2	2,60	2,10	0,50	1,39	0,71	80,77
3	Ah1	2,10	1,05	1,05	0,75	0,30	50,00
	Ah2	2,60	1,85	0,75	1,21	0,64	71,15
4	Ah1	4,80	2,80	2,00	1,32	1,48	58,33
	Ah2	3,90	2,78	1,12	1,26	1,52	57,92
	Bw	4,80	2,90	1,90	1,12	1,78	60,42
2	B	2,60	1,65	0,95	0,75	0,90	63,46
5	Ah	3,80	2,03	1,77	0,26	1,77	53,42
6	Ah	2,75	1,23	1,52	0,91	0,32	44,73
7	Ah	2,80	1,24	1,56	0,85	0,39	44,29
8	Ah	3,14	1,65	1,49	0,73	0,92	52,55

hematites ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$). La distribución geográfica de suelos rojos parece estar íntimamente relacionada con el clima, un incremento de temperatura favorece la formación de hematites (rubefacción). La rubefacción se define como la formación edafogénica de hematites dando color rojo a los suelos, sin embargo existen teorías en las que se indica que el hierro amorfo unido a las arcillas se mezcla con una notable proporción de hematites (Lamoroux, 1971). La unión de hematites a las arcillas (coloides electronegativos) solo se explica por una sustitución isomorfa del Fe^{3+} por Ti^{4+} (Tessens y Zanyah., 1982), lo que no es frecuente; lo más probable es que la hematites se forme independientemente y muy finamente dividida recubra las arcillas y a los diversos componentes del suelo. Schwertmann y Taylor (1989) realizan una representación esquemática de la formación de hematites partiendo de iones Fe^{3+} , que por protonación producen ferrihidrita. Este paso se ve favorecido por la tasa de hierro liberado, y un pH comprendido entre 3 y 8, y ralentizado por la presencia de materia orgánica, posteriormente por deshidratación, favorecida por altas temperaturas del suelo y bajas tasas de humedad, lo que acelera la descomposición de la materia orgánica, de tal forma que el hierro liberado de sus fuentes primarias (silicatos y carbonatos) precipitará como ferrihidrita en lugar de ser complejada orgánicamente, transformándose

en hematites. Fischer *et al.* (1975) ya indicaron esta posibilidad.

Conclusiones

El clima de Mallorca es típicamente mediterráneo, con veranos acusadamente áridos. En lo que respecta al ombroclima, oscila desde el semiárido superior o seco inferior (correspondiente a la zona de estudio) al subhúmedo o localmente húmedo de las áreas septentrionales. El termoclima mallorquín es mayoritariamente termomediterráneo, con excepción de las áreas montañosas (altitudes superiores a 500 m) donde ya es mediterráneo. Estas condiciones climáticas actuales permiten la conservación de antiguas terra-rossas. Estos suelos llegan a sufrir la desaparición completa de sus horizontes superficiales, quedando al descubierto horizontes Bt, ricos en arcilla y óxidos de hierro, por influencia de la erosión. El perfil se convierte entonces en un suelo rojo de degradación, con frecuencia reducido a un solo horizonte Bt, que en ocasiones, puede ser desplazado y depositado en otros lugares, constituyendo el material de partida para nuevos suelos.

Los suelos estudiados son ricos en fracción arcilla, que proviene del material de partida por disolución de carbonatos, proceso muy lento en

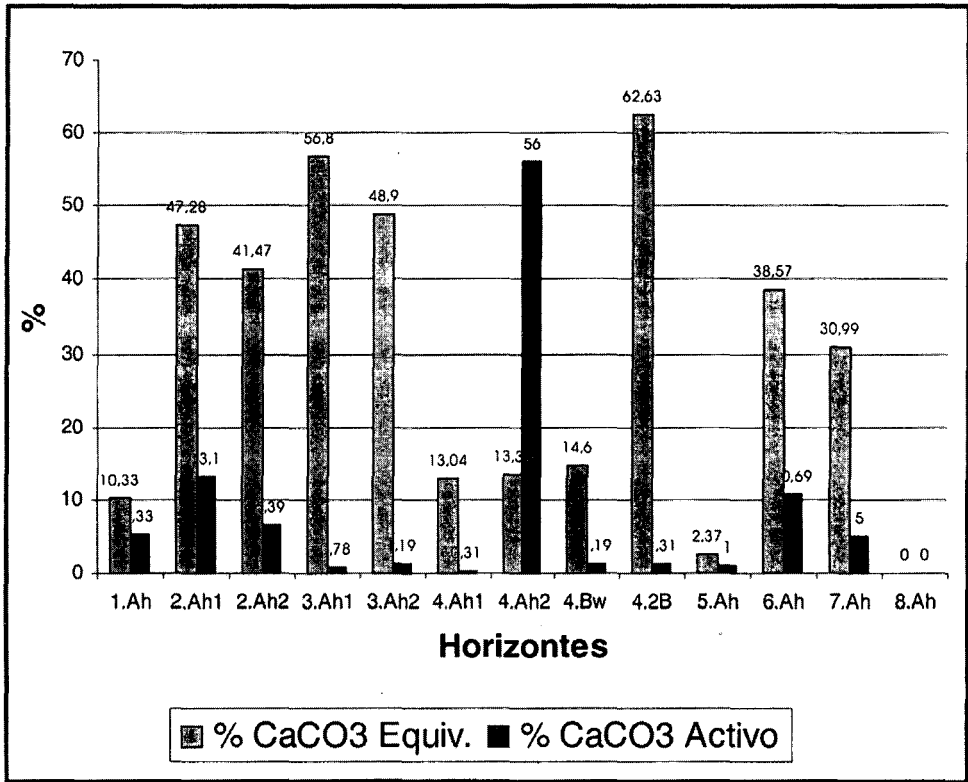


Fig. 3. Contenido en carbonato cálcico.
Fig. 3. Carbonated calcic contents.

las condiciones actuales, lo que viene a confirmar la antigüedad de los suelos.

El bosque termomediterráneo mallorquín, desarrollado sobre paleosuelos, crea condiciones adecuadas para el desarrollo de un denso tapiz herbáceo que junto con la hojarasca influye en el suelo produciendo una buena incorporación de la materia orgánica, que provee de un importante hábitat a los microorganismos, lo que mejora sensiblemente los procesos de transformación de la misma (humificación), lo que repercute en la modificación de horizontes Bt originando horizontes organominerales. No obstante, las condiciones ambientales y el tiempo

transcurrido en la transformación de estos horizontes, no ha sido suficiente para originar suelos muy diferenciados, por lo que la mayor parte de los mismos corresponden a Leptosoles y Cambisoles.

Bibliografía

- AFNOR, 1982. *Qualité des sols. Détermination du calcaire actif*. NFX, 31-106.
Alias, L. y Sánchez, J. 1995. Evolución de los minerales de arcilla en los suelos de la Sierra de Mojantes (Caravaca, Murcia). *Edafología. Bol. S.E.C.S. n° 1*: 1-8.

- Balaguer, J. Hernando, J. y De la Cruz, M.T. 1995. Caracterización de suelos del noreste de Mallorca. *In: Degradación y Conservación de suelos*. Dpto. de Edafología. U.C.M.: 72-80.
- Bolòs, O. 1981. El clima i la vegetació postglacial als països catalans. *Trab. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 9: 83-91.
- Boruand, M. 1978. *Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols des terrasses quaternaires dans la mogenne vallée du Rhône*. Tesis Doc. Univ. De Montpellier. 329 pp.
- Brindley, G.W. y Brown, G. 1980. *Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*. Ed. Brindley and Brown and the Mineralogical Society. Londres. 495 pp.
- Burjachs, F., Pérez-Obiol, R. Roure, J.M. y Juliá, R. 1994. Dinámica de la vegetación durante el holoceno en la isla de Mallorca. *Trabajos de palinología básica y aplicada*: 199-210.
- Butzer, K.W. 1961. Paleoclimatic implications of Pleistocene Stratigraphy in the Mediterranean area. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 95: 449-456.
- Calvet, F., Pomar, L. y Esteban, M. 1975. Las rizocreaciones del Pleistoceno de Mallorca. *Rev. Inst. Inv. Geol.*, 30: 35-60.
- Calvet, F. 1979. *Evolució diagenètica en els sediments carbonatats del Pleistocè Mallorquí*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Cuerda, J., Antich, S. y Soler, A. 1982. La secuencia Pleistocénica dunar de Son Mason (Mallorca) y sus correlaciones faunísticas y estratigráficas. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 26: 13-25.
- Cuerda, J., Antich, S. y Soler, A. 1984. El Pleistoceno del torrente de Son Granada (Balears). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 28: 67-80.
- Duchaufour, Ph. 1969. *Rapport de mission en Grèce*. Institut de recherches forestières d'Athènes. Thèse Fac. Sc. Paris. 177 pp.
- Duchaufour, Ph. 1984. *Edafología. I. Edafogénesis y Clasificación*. De. Masson. S.A. 493 pp.
- Duchaufour, Ph. y Souchier, B. 1966. *Science du sol*. 1. Paris.
- Espejo, R. 1997. El entorno mediterráneo y la desertificación. Tendencias pasadas y futuras. *In: El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Eds. J.J. Ibáñez, B.L. Valero y C. Machado: 161-186.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. 1983. Subarial exposure environment. *In: Carbonate Depositional Environments*. Eds. Sholle, P.A.; Bebout, D.G. & Moore, C.H. AAPG Memory 33. Tulsa.
- F.A.O. 1977. *Guía para la descripción de perfiles*. Roma 60 pp.
- F.A.O. I.S.R.I.C. y I.S.S.S. 1998. *World reference base for soil resources*. Roma.
- Fischer, W.R. y Schwertmann, U. 1975. The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide. *Clays Clay Miner.*, 23: 33-37.
- Fornós, J.J., Crespi, D. y Fiol, L.I.A. 1997. Aspectes mineralògics i texturals de les pols procedents de les pluges de fang a les Illes Balears: la seva importància en alguns processos geològics recents. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 40: 113-122.
- Gratier, M. y Pochon, P. 1976. *Les sols rubéfiés du pied du Jura*. Soc. Suisse de Pédologie, séance du 12 mars, 6 pages.
- Guitián, F. y Carballas, T. 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. 2ª ed. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- I.S.R.I.C. 1993. *Procedures for soil analysis*. Wageningen.
- Kitrick, J.A. y Hope, E.W. 1963. A procedure for the particle-size separation of soil for x-ray diffraction analysis. *Soil. Sci.*, 96: 319-325.
- Klinge, H. y Mella, A. 1958. Los suelos de las Islas Baleares. *Anales de Edafología y Fisiología Vegetal*, 17: 57-93.
- Lamoroux, M. 1971. *Etude de sols formes sur roches carbonatées. Pédogénèse fersialitique*. Thèse Doc. Etat. Univ. Strasbourg. Mém. ORSTOM, nº 56, 314pp.
- Makumbi, L. 1972. *Contribution à la pédogénèse tropicale. Etude des sols développés sur chloritiques de Gangila (Zaire)*. Thèse Doc. Univ. Louvain 81 pp.
- Menendez Amor, J. y Florschuetz, J. 1961. La concordancia entre la composición de la vegetación Durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón) y en la costa oeste de Mallorca. *Bol. R. Soc. Hist. Nat, serie G*, 59: 97-100
- Munsell. 1954. *Soil Color Chart*. Edition Kollmorgen Corp. Mariland.
- Nemecz, E. 1981. *Clay minerals*. Ed. Akademiai Kiado. Budapest.
- Paepe, R. 1988. Cambios de paisaje en Grecia como consecuencia de un clima cambiante durante el Cuaternario. *In: Desertificación en Europa*. Simposium de Información sobre climatología en el programa de la C.E.E. Nyltine, Grecia. Versión española del MOPU.
- Pomar, L. 1975. *Procesos teladiagenéticos en rocas carbonatadas del litoral catalán y balears: su relación con microorganismos*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Rita, J. y Vallejo, V.R. 1988. Características de suelos del sur de Mallorca. I. Descripción morfológica.

- Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 32: 77-92.
- Rita, J. y Vallejo, V.R. 1991. Características de suelos del sur de Mallorca. II. Propiedades físicoquímicas relevantes. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 34: 73-84.
- Rivas, S. y Costa, M. 1987. España insular: Las Baleares. In: *La vegetación de España*. Eds: M. Peinado Lorca y S. Rivas Martínez. Colección Aula abierta: 489-513.
- Roselló, V.M. 1964. *Mallorca el sur y el sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca 553 pp.
- Segalem, P. 1968. Note sur un méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols a hydroxides tropicaux. *Cahier ORSTOM*. Vol. VI n° 1: 105-126.
- Singer, A. 1976. The significance of the term "Mediterranean" in the nomenclature of soils in Europe and Israel. *Israel J. of Earth Sciences*, 25: 76-82.
- Schwertmann, U. y Taylor, R.M. 1989. Iron oxides. In: *Minerals in Soils Environments*. 2^a Ed. Chapter 8 (379-438). Soil Science Society of America. Madison. Wisconsin. USA. 1244pp.
- Tisdale, S.L.; Nelson, W.L. y Beaton, J.D. 1985. *Soil fertility and the fertilizers*. 4th ed McMillan. New York.
- Walkley y Black. 1974. A critical examination of rapid method for determining organic carbon in soil science. *Soil Sci.*, 63: 251-254.
- Yll, I.E., Pérez-Obiol, R. y Juliá, R. 1994. Vegetational change in the Balearic Island (Spain) during the Holocene. *Historical Biology*, 9: 83-89.