



EDAFOLOGIA



**REVISTA DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE
LA CIENCIA DEL SUELO**

Vol. 7

Periodicidad Cuatrimestral

Dep. Legal: C-748/2000

ISSN 1135-6863

EDAFOLOGÍA



Publicada por la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo

Impreso en: Grafisant, S.L. - Santiago de Compostela

EDAFOLOGÍA

Revista de la Sociedad Española de Ciencia del Suelo
Dpto. de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Biología
Universidad de Santiago de Compostela

Director: Felipe Macías Vázquez

Comité de Redacción

Luís J. Alías Pérez. Universidad de Murcia
Gonzalo Almendros Martín. Centro de Ciencias Medioambientales. Madrid
María Arias Delgado. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid
Antonio Bello Pérez. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid
Josefina Benayas Casares. Centro de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid
Eduardo Besoain. Estación Experimental de la Plata. Santiago de Chile.
Rosa Calvo de Anta. Universidad de Santiago de Compostela.
Tarsy Carballas Fernández. CSIC. Santiago de Compostela.
Francisco Díaz-Fierros Viqueira. Universidad de Santiago
José A. Díaz López. Centro de Ciencias Medioambientales. Madrid.
Carlos Dorronsoro Fernández. Universidad de Granada.
Rafael Espejo Serrano. Universidad Politécnica de Madrid.
M^a Teresa Felipó Oriol. Universidad de Barcelona.
Cármén Fernández Bermejo. Univ. Politécnica de Madrid.
José M^a Gascó Montes. Univ. Politécnica de Madrid.
Pedro González Fernández. Centro de Invest. y Desarr. Agrario. Córdoba.
Juana González Parra. Univ. Complutense de Madrid.
José M. Hernández Moreno. Universidad de la Laguna.
M^a Isabel Hernando Massanet. Univ. Complutense de Madrid.
Florencio Ingelmo Sánchez. Instituto Valenciano de Invest. Agrarias. Valencia.
Jaime Iñiguez Herrero. Universidad de Navarra.
Raimundo Jiménez Ballesta. Universidad Autónoma de Madrid.
Felipe Macías Vázquez. Universidad de Santiago.
José M. Murillo Carpio. Instituto de Recursos Naturales. Sevilla.
Alfonso G. Navas Sánchez. Centro de Ciencias Medioambientales. Madrid.
Roque Ortiz Silla. Universidad de Murcia.
Jesús Pastor Piñeiro. Centro de Ciencias Medioambientales. Madrid.
Jaime Porta Casanellas. Universidad de Lérida.
Diego de la Rosa Acosta. CSIC. Sevilla.
Juan Sánchez Díaz. Univ. de Valencia.
Juan Carlos Simón Benito. Univ. de Alcalá de Henares.
José Torrent Castellet. Univ. de Córdoba.
M^a Angeles Vicente Hernández. Instituto de Recursos Naturales. Salamanca.
Norma E. Cruz Calderón. Universidad Nacional Autónoma de Méjico.
Jose A. Comerma. Palmaven S.A. Caracas. Venezuela.
Arfred Zinck. International Institute for Aerospace Survey. Wageningen.
George Stoops. Geologisch Institute. Ghent. Belgium.
Peter Burman. Dept of Soil Science and Geology. Wageningen.

Foto Portada: Turbera ombrotrofica de Cobertor en Penido Vello, Serra do Xistral, Lugo. Xavier Pontevedra

INDICE

Pag.

A. MARTÍNEZ CORTÍZAS, X. PONTEVEDRA POMBAL, J. C. NOVOA MUÑOZ y E. GARCÍA-RODEJA. Turberas de montaña del noroeste de la Península Ibérica	
A. GARCÍA, J. FERNÁNDEZ y J. AGUILAR. Pedogénesis de Rhodoxeralf últicos sobre granito (Extremadura).....	
L. F. FERNÁNDEZ POZO y A. GARCÍA NAVARRO. Aptitud para diferentes cultivos y especies forestales de los cambisoles de Extremadura (España).....	
M. CAMPS y F. MACÍAS. Respuesta a la acidificación y adsorción de sulfatos en suelos ándicos y ferrálicos desarrollados a partir de anfibolitas en Galicia (NW España)	
M. E. LÓPEZ MOSQUERA, M. J. BANDE y S. SEOANE. Evaluación del efecto salino en un suelo fertilizado con lodos de industria láctea	
B. A. GUICHON , P. A. IMBELLONE y J. E. JIMÉNEZ. Hidrotoposecuencia de suelos ligeramente hidromórficos. Partido de la Plata, Argentina	
A. CERDÁ, N. GARRIGÓS y P. GARCÍA-FAYOS. Erosión hídrica de semillas en relación con su forma y tamaño	
W. CHESWORTH. The phase rule in soil science	
<i>In memoriam</i>	
Instrucciones a los autores	

TURBERAS DE MONTAÑA DEL NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A. MARTÍNEZ CORTIZAS, X. PONTEVEDRA POMBAL, J.C. NOVÓA MUÑOZ, E. GARCÍA-RODEJA

Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Biología. Campus Sur s/n. 15706 Santiago de Compostela. España.

Abstract: Mountain mires of Northwestern Spain

The Northwestern Iberian Peninsula is a mid-latitude oceanic region with areas where different types of mires are frequent or abundant. Formation of the mires dates back to 11,000-10,000 years B.P. in glaciated areas and to Holocene times elsewhere, the principal phases occurring between 9,000-8,000 years B.P., 5,000-4,000 years B.P. and 3,000-2,000 years B.P. Nevertheless, increased superficial runoff linked to local episodes of erosion also triggered minerotrophic peat (fens) formation at different times after 5,000 years B.P.

Mean maximum peat depth is 2-3 m and most frequent rates of peat accumulation vary between 0.2 and 0.7 mm yr⁻¹. Dry mass addition ranges between 40 and 120 g m⁻² y⁻¹ and tends to be higher in blanket bogs than in fens. The lower values in fens are due, to some extent, to erosion, compaction and regrowth of the peat. Bulk density ranges from 0.06 to 0.60 Mg m⁻³, total porosity between 85-95% and organic matter content between 25 and 95%. These are mainly acid peats (pH 4.0-5.5). Exceptionally, some fens affected by waters draining limestone levels have a pH of 6. Effective cation exchange capacity varies from 4.5 to 20.5 cmol_c kg⁻¹ depending on the degree of organic matter decomposition and pH. The order of cations is Mg,Ca > Al > Na > K in blanket bogs and Al > Ca > Mg > Na > K in fens, although there is a relative heterogeneity.

Using FAO framework these bogs are classified as Histosols, mainly as fibric and terric Histosols, but thionic, terric-thionic and fibric-thionic are also represented. Using the Soil Survey Staff soil taxonomy Fibrists (boro, sphagno and medifibrist) are the most abundant, but Hemists (boro, sulfi and medihemists) and Sapristis (boro, sulfi, and medisaprist) can also be found. From a habitat point of view, based on the *Interpretation Manual of European Union Habitats* of the network Natura 2000, the types represented are: blanket bogs (7130) -almost exclusive of the northern sector-, transition mires and quaking bogs (7140) -mostly fen formations-, and active and degraded raised bogs (7110-7120).

Ombrotrophic peat bogs are ideal archives for reconstructing environmental changes occurred during the late Quaternary. Among them are vegetation changes, climate change, atmospheric metal deposition and human induced erosion.

Key words: bogs, fens, soil properties, natural habitats, archives of environmental changes

Resumen

En el noroeste de la Península Ibérica, una región oceánica situada en las latitudes medias, existen áreas en las que son frecuentes, en ocasiones abundantes, diferentes tipos de turberas. Su formación se remonta a 11.000 – 10.000 años B.P. en zonas que sufrieron los efectos de la última glaciación, mientras

que las restantes son de edad Holocena. Las principales fases de formación de estas turberas tuvieron lugar entre 9.000 y 8.000 años B.P., entre 5.000 y 4.000 años B.P. y entre 3.000 y 2.000 años B.P.; aunque episodios locales de erosión activaron la formación de turba en diversos períodos posteriores al 5.000 B.P., debido al aumento del flujo de agua superficial.

El espesor máximo medio de la turba es de 2-3 m y las tasas de acumulación más frecuentes varían entre 0.2 y 0.7 mm año⁻¹. La acumulación de materia seca varía entre 40 y 120 g m⁻² año⁻¹ y tiende a ser mayor en las turberas ombrotáficas de cobertor en comparación con las minerotáficas. Los valores más bajos observados para las minerotáficas son, al menos en parte, consecuencia de la erosión, compactación y recrecimiento de la turba. Las propiedades de la turba son bastante variables, el rango de densidad observado se encuentra entre 0.06 y 0.6 Mg m⁻³, la porosidad total entre 85 y 90% y el contenido en materia orgánica entre 25 y 95%. En su mayor parte son turberas ácidas (pH 4.0 – 5.5). Excepcionalmente, algunas turberas minerotáficas afectadas por aguas que drenan niveles de caliza tienen pH en torno a 6.0. La capacidad de intercambio de cationes efectiva (CICE), que depende del grado de descomposición de la materia orgánica y del pH, varía de 4.5 a 20.5 cmol_c kg⁻¹. Aunque hay cierta heterogeneidad, la secuencia de abundancia de cationes en las turberas ombrotáficas es Mg,Ca > Al > Na > K y Al > Ca > Mg > Na > K en las minerotáficas.

Tomando como referencia la Leyenda al Mapa de Suelos del Mundo de la FAO, las turberas del noroeste pueden clasificarse como Histosoles, fundamentalmente como Histosoles fibrícos y térricos, aunque también están representados los tíónicos, los térrico-tíónicos y los fibríco-tíónicos. Empleando la taxonomía de suelos del Soil Survey Staff, los Fibrists (boro, sphagno y medifibrists) son los más abundantes, pudiendo encontrarse también Hemists (boro, sulfi y medihemists) y Sapristis (boro, sulfi y medisapristis). Considerando estas formaciones como hábitats naturales, basándose en el *Interpretation Manual of European Union Habitats* de la Red Natura 2000, los tipos representados son: las turberas de cobertor (blanket bogs, 7130) –casi exclusivas del sector norte-, las turberas de transición y los tremedales (transition mires and quaking bogs, 7140) –esencialmente formaciones minerotáficas-, y las turberas elevadas activas y degradadas (active and degraded raised bogs, 7110-7120).

Las turberas ombrotáficas son archivos ideales para la reconstrucción de los cambios ambientales ocurridos durante el Cuaternario final. Entre ellos se encuentran los cambios en la vegetación, los cambios climáticos, la deposición atmosférica de metales pesados y los episodios erosivos de inducción antrópica.

Palabras clave: turberas, ombrotáfico, minerotáfico, propiedades edáficas, hábitats naturales, archivos de los cambios ambientales.

INTRODUCCIÓN

El noroeste de la Península Ibérica, situado en las latitudes medias, posee interesantes características climáticas al constituir una zona de transición entre diferentes tipos de clima. Su natural carácter oceánico está afectado por el equilibrio invierno-verano de componentes templados y subtropicales; estos últimos responsables de la estacionalidad pluviométrica, más marcada en la parte sur de la región (Martínez Cortizas y Pérez Alberti, 2000). A esta diversidad climática se une un relieve complicado en sus formas y estructuración espacial y el predominio de

sustratos litológicos de naturaleza ácida que, en conjunto, originan condiciones ecológicas muy variadas. Muchas de ellas resultan favorables para el desarrollo de turberas.

Las principales áreas de distribución de las turberas son las montañas septentrionales, donde aparecen a altitudes por encima de 500 m sobre el nivel del mar y en las sierras orientales y surorientales, a altitudes superiores a los 1000 m, en condiciones climáticas más continentales. La formación de *turberas ombrotáficas* (alimentadas por agua de lluvia, nieblas, etc.) está restringida a las sierras septentrionales, mientras que las *minerotáficas* y las turberas elevadas ('raised bogs',

parte superior ombrotrofica que se desarrolla sobre otra minerotrofica) están bien representadas en todas las áreas montañosas de la región. En conjunto, estimamos que Galicia tiene unas 10.000 ha de turberas de montaña, de las cuales el 80% aproximadamente se concentra en las Sierras Septentrionales.

A pesar de la relativa abundancia de las turberas, se ha prestado poca atención a la caracterización de estos ecosistemas. La mayor parte de los estudios realizados se refieren a análisis del polen (Bellot & Vieitez, 1945; Jato, 1974; Leirós, 1979; Aira, 1986; Aira *et al.*, 1992; Ramil, 1993; Ramil & Aira, 1993; Ramil *et al.*, 1993; Taboada *et al.*, 1993; Ramil *et al.*, 1994; Torras, 1982), caracterización de algunos depósitos aislados (Puga, 1982; Molinero *et al.*, 1984; Ramil *et al.*, 1994), composición de la vegetación (Ramil *et al.*, 1996) o relación de las turberas con la actividad del hombre (Van Mourik, 1986; Tornqvist *et al.*, 1989; Rochette *et al.*, 1991; Van der Brink & Janssen, 1985; Janssen, 1994). Sólo recientemente se han abordado estudios más detallados sobre las relaciones entre el paisaje y las turberas, sus propiedades físico químicas y su evolución edafogenética (Pontevedra-Pombal, 1995; Pontevedra-Pombal *et al.*, 1996 a, b). Algunos aspectos relevantes están siendo estudiados actualmente; entre ellos se encuentra la composición del agua intersticial, las tasas de crecimiento de la turba, los factores de enriquecimiento de metales pesados de interés ambiental, así como su variabilidad espacial en las turberas.

En este artículo se presenta una visión general de la información disponible sobre las turberas de montaña del noroeste de la Península Ibérica, el límite meridional de desarrollo de turberas ombrotroficas de cobertor en Europa. En él se incluyen los tipos de turberas, la vegetación y la flora, la cronología y las tasas de acumulación de turba, se describen con mayor detalle sus propiedades físicas y físico-químicas y se presta

especial atención al papel de las turberas como sumideros de metales pesados y de las ombrotroficas como registro histórico de la contaminación atmosférica.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA ESTUDIADA

El área a la que se hace referencia en este artículo está situada entre 41° 30' y 43° 36' de latitud N y 6° 44' y 9° 18' de longitud W (Figura 1). El paisaje dominante se caracteri-

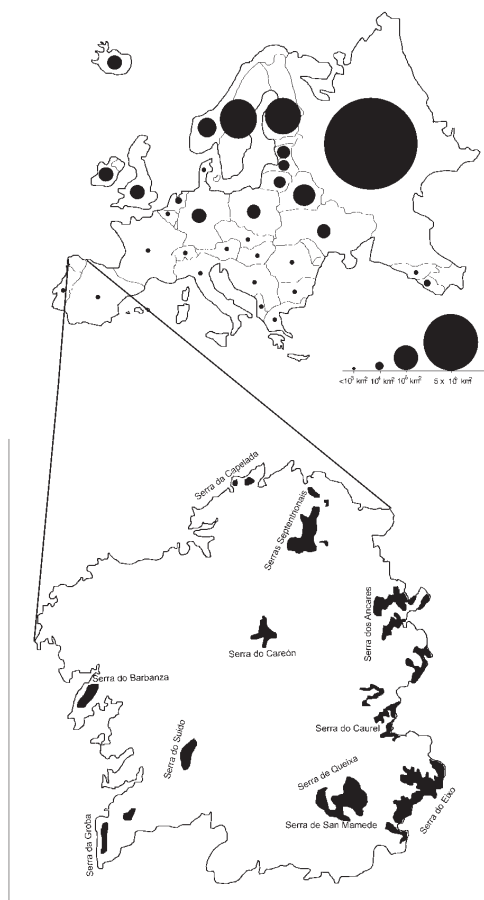


FIGURA 1. Localización del área de estudio y distribución de las principales áreas de turberas en Europa y Galicia (el mapa con la distribución europea se ha modificado de Lappalainen, 1997)

za por una topografía colinada. En el sector septentrional la altitud máxima es de 1.050 m –pico Cadramón– y la mayor parte de las tierras altas están entre los 700 y los 900 m sobre el nivel de mar. Los sectores meridionales y orientales constituyen el límite occidental de la *Cordillera Cantábrica* y en ellos las montañas alcanzan mayor elevación. En este sector Pena Trevinca, con 2.124 m, es el punto culminante. La precipitación total anual varía desde 1200 L m⁻² en el sector sureste (a 1.000 m de altitud) hasta unos 1.800-1.900 L m⁻² en las zonas más elevadas de los sectores N y E; las temperaturas medias anuales se encuentran entre 5.3 y 10.0

°C. La Tabla I presenta las variaciones locales de la precipitación y la temperatura en las principales áreas de distribución de las turberas en Galicia.

La formación más extensa de turberas se encuentra en el sector norte, donde se ve favorecida por una precipitación estival relativamente alta, pero sobre todo por la baja estacionalidad pluviométrica y las abundantes nieblas. Sólo en este sector se han desarrollado durante el Holoceno turberas ombrotóficas de cobertor. Las minerotóficas son también representativas de otros sectores y de las depresiones terciarias

TABLA I. Condiciones climáticas de los principales sectores de turberas de montaña en Galicia en función de la altitud (Alt: altitud; In: invierno, Pr: primavera, Vr: verano, Ot: otoño, An: anual; la precipitación está en Lm⁻² y la temperatura en °C. Datos estimados a partir de Martínez Cortizas y Pérez Alberti, 2000).

Sector	Precipitación						Temperatura					
	Alt	In	Pr	Vr	Ot	An	In	Pr	Vr	Ot	An	
Norte (Sierras Septentrionales)	600	492	275	150	477	1394	6.3	9.9	14.6	9.1	10.0	
	800	561	314	172	545	1592	5.1	8.4	13.2	7.9	8.7	
	1000	635	355	194	616	1800	3.9	6.9	11.7	6.7	7.4	
Este (Os Ancares, O Caurel)	1000	480	291	139	490	1400	4.2	10.3	16.0	6.8	9.4	
	1200	531	322	154	594	1600	2.3	8.2	14.2	4.9	7.4	
	1400	582	353	168	697	1695	0.3	6.1	12.4	3.1	5.5	
Sureste (San Mamede, Queixa, Eixo)	1000	428	256	120	438	1242	4.2	10.6	16.8	6.9	9.6	
	1400	536	320	151	547	1554	1.9	8.1	14.7	5.3	7.5	
	1800	644	384	181	657	1866	-0.4	5.6	12.6	3.7	5.3	

PAISAJES Y TIPOS DE TURBERAS

Aunque en los trabajos realizados se han aplicado diversas definiciones a las turberas existentes en el área de estudio, pocos describen con precisión su naturaleza. Recientemente Pontevedra-Pombal (1995), Pontevedra-Pombal *et al.* (1996a) y Ramil *et al.* (1996) han tratado de cubrir este vacío mediante una revisión de las diferentes definiciones, proponiendo clasificaciones basadas en la hidrología, la geomorfología y la

vegetación.

Desde el punto de vista hidrológico, las turberas minerotóficas y ombrotóficas son comunes en el noroeste de la Península Ibérica. Las turberas de cobertor (*blanket bogs*) aparecen únicamente en las superficies planas de las cimas de las montañas del sector norte, desarrollándose directamente sobre el sustrato rocoso, sobre depósitos periglaciares pedregosos o sobre suelos muy escasamente evolucionados; sólo ocasionalmente lo hacen sobre los frecuentes suelos podsólicos

existentes en el área. Esto coincide con lo propuesto por Dimbleby (1965) y Moore (1975) para quienes las turberas de cobertor no constituyen necesariamente el estado final de desarrollo de los suelos en áreas de alta precipitación, debido a la formación de costras de impermeabilización, como habían sugerido Taylor & Smith (1972), sino que pueden ser consecuencia de cambios en el suelo ligados a la eliminación de la cubierta arbórea, lixiviado, pérdida de nutrientes y el desarrollo de una vegetación acidófila (Moore, 1975).

Las turberas minerotróficas (*fens*) están ampliamente representadas. Las más antiguas se localizan en las montañas orientales y surorientales, en posiciones topográficas generadas por la actividad de los glaciares. Se forman en depresiones de sobreexcavación, en depresiones intramorrénicas y en áreas morrénicas. En el sector norte este tipo de turberas ocupan amplias depresiones, que alcanzan superficies de hasta 55 ha, formadas por la alteración y erosión de los granitos (turberas de alveolo de alteración). También se encuentran en pequeñas depresiones terciarias en los sectores central y meridional. La progresiva acumulación de materia orgánica hace que algunas de estas turberas evolucionen hacia turberas elevadas (*raised bogs*), desarrollando un nivel superior ombrotrófico de espesor variable. Los depósitos basales son de naturaleza muy heterogénea: sedimentos glaciares, fluvio-glaciares, periglaciares, terciarios, coluvio-aluviales y suelos con muy diverso grado de evolución. En algunas localidades costeras existen paleoturberas formadas en antiguos lagos litorales, en ocasiones cubiertas por aparatos dunares (p.ej. Corrubedo, A Coruña), que se formaron en momentos más fríos del Cuaternario y con niveles marinos por debajo del actual.

Por último, algunas turberas se localizan en laderas, irradiando a partir de formaciones ombrotróficas o bien se desarrollan sobre

depósitos con abundantes piedras o cantos (de origen periglacial). No es infrecuente que los depósitos basales presenten un exceso de agua. En lugares donde la capa freática alcanza la superficie, también pueden darse movimientos de reptación (*creep*), que tienen como consecuencia el desarrollo de profundas grietas y de deslizamientos que dejan abiertos frentes naturales de turba de hasta 3 metros de espesor.

VEGETACIÓN Y FLORA

Como en el caso anterior, tampoco las comunidades vegetales de las turberas del noroeste de la Península Ibérica han sido objeto de un estudio pormenorizado. Algunos aspectos de la vegetación y su dinámica han sido estudiados por Rodríguez Oubiña (1986), mientras que Ramil *et al.* (1996) publicaron una caracterización más general. Estos últimos autores consideran que el principal factor que controla la distribución espacial de las plantas es la fluctuación anual de la capa freática y sugieren que se puede hacer una distinción entre las comunidades de las turberas ombrotróficas y minerotróficas y entre las especies pioneras y las establecidas. En las turberas ombrotróficas dominan *Eriophorum angustifolium*, *Carex durieui* (endémica), *Molinia caerulea* y *Sphagnum papillosum* (Tabla II). Los brezos están representados por individuos aislados de *Calluna vulgaris* y *Erica mackaiana* (en el norte) y *E. tetralix* (en los demás sectores).

Según estos autores, cuando comienza a formarse una turbera en una depresión encharcada, las primeras especies que colonizan estas áreas son *Sphagnum papillosum* y *S. auriculatum*, que cubren pequeñas superficies dispersas y que, con el tiempo, facilitan la implantación de gramíneas higrófilas, principalmente *Eriophorum angustifolium*. Otras especies pioneras son *Sphagnum pylaessii*, una especie que sólo se encuentra en el noroeste de la Península Ibérica, Bretaña



Algunos ejemplos de turberas del noroeste de la Península Ibérica. 1. Turbera de cobertor en Barreiras do Lago (O Xistral, Serras Septentrionais, Lugo); 2. Hundimiento en la turbera de Pasada de Lamoso (O Xistral); 3. Turbera elevada en Seixo Branco (O Xistral); 4. Frente de turba en Alto da Curuta (O Xistral); 5. Tremedal de O Rego do Tremoal (A Toxiza, Serras Septentrionais, Lugo); 6. Tremedal de A Veiga (O Xistral); 7. Braña de Agolada (Ancares, Serras Orientais, Lugo); 8. Lagoa de Lucenza (O Caurel, Serras Orientais, Lugo); 9.

Braña de Portoancares (Ancares); 10. Braña de Lamela (Ancares); 11. Braña de A Nueira (A Groba, Serras Litorais, Pontevedra).



(Francia) y América del Sur (Stieperaere *et al.*, 1988), y *Carum verticillatum*.

Las comunidades pioneras son lentamente sustituidas por otras plantas, principalmente musgos, durante las siguientes fases evolutivas. El aumento en espesor de la turbera minerotrófica, por acumulación de materia orgánica en su superficie, genera una topografía con pequeñas elevaciones (*hummocks*) y depresiones (*hollows*). Las microelevaciones tienden a presentar un color rojizo a rosa-

do debido al desarrollo preferente de *Sphagnum capillifolium* y *S. subnitens* sobre ellas. En las microdepresiones y en las superficies planas predominan otras especies de *Sphagnum*, tales como *S. compactum*, *S. tenellum* o *S. auriculatum*, que confieren a la turbera una tonalidad verdosa o verde amarillenta. En los márgenes de las unidades son más frecuentes los matorrales, especialmente brezales (*Erica mackaina*, *E. tetralix*, *E. ciliaris*, *E. umbellata*, etc...).

TABLA II. Comunidades vegetales de turberas de montaña de Galicia (elaborado a partir de datos de Ramil *et al.*, 1996)

Tipo de turbera	Especies dominantes	Otras especies presentes
Turberas ombrotóficas de cobertor	<i>Eriophorum angustifolium</i> <i>Carex durieui</i> , <i>Molina caerulea</i> <i>Sphagnum papillosum</i>	<i>Calluna vulgaris</i> , <i>Erica mackaiana</i> , <i>E. tetralix</i> (individuos aislados)
Turberas minerotróficas tuberadas	<i>S. papillosum</i> , <i>S. auriculatum</i> , <i>E. angustifolium</i>	<i>Rhynchospora alba</i> , <i>Eleocharis multicaulis</i> <i>M. caerulea</i> , <i>Juncus bulbosus</i> , <i>Drosera rotundifolia</i> , <i>D. intermedia</i> , <i>Pinguicula lusitanica</i>
Fases pioneras	<i>S. pylaesii</i> , <i>Carum verticillatum</i>	<i>M. caerulea</i> , <i>Carex panicea</i> , <i>E. angustifolium</i> , <i>Arnica montana</i> subsp <i>atlantica</i> , <i>C. durieui</i> , <i>Ranunculus bulbosus</i> subsp <i>gallaecius</i>
Fase de estabilización	<i>S. compactum</i> , <i>S. tenelum</i> , <i>S. auriculatum</i> , <i>S. capillifolium</i> , <i>S. subnitens</i> , <i>C. durieui</i>	<i>E. mackaiana</i> , <i>E. ciliaris</i> , <i>E. umbellata</i> , <i>E. tetralix</i> , <i>Calluna vulgare</i> , <i>Myrica gale</i>

CRONOLOGÍA Y TASAS DE ACUMULACIÓN DE TURBA

Cronología de las turberas

Las edades basales revelan que la acumulación de materia orgánica en las turberas minerotróficas (*fens*) de los sectores orientales y surorientales comenzó, de forma generalizada, entre hace 10.000 y 11.000 años BP. Se trata de los sectores de mayor altitud que fueron intensamente sometidos a la actividad glacial durante las fases frías del Cuaternario

(Pérez Alberti & Covelo, 1996; Kossel, 1996; Valcárcel, 1996, 1999). La fase inicial de acumulación de materia orgánica se relaciona con el aumento de los flujos de humedad durante la etapa final de fusión del hielo y el retroceso de los glaciares de montaña. Recientes dataciones radiocarbónicas llevadas a cabo en las arcillas basales ricas en materia orgánica de la laguna de Lucenza –ubicada en la sierra de Courel–, dieron una edad de 17.300-17.400 años BP, lo que sugiere una inmediata puesta en marcha de los

procesos de colmatación tras el último máximo glacial (ocurrido entre el 20.000 y el 18.000 BP).

En el sector septentrional el comienzo del desarrollo de las turberas de cobertor (*blanket bogs*) y las elevadas (*raised bogs*) tuvo lugar, al menos, entre hace 8.000 y 9.000 años BP. La mayor parte de las turberas minerotróficas iniciaron su formación en dos episodios principales, uno en torno a los 5.000 - 4.000 años BP y el otro entre 3.000 y 2.000 años BP, aunque hay unidades más recientes. Numerosos autores han relacionado el comienzo de la formación de algunas turberas con actividades antrópicas como el aclarado de los bosques por talas o incendios (Moore, 1975, 1986, 1988; Chambers, 1988). A partir de análisis polínicos hechos en turberas, existen evidencias de regresión de los bosques en el norte peninsular (Ramil, 1993; Rochette *et al.*, 1991; Van der Brink & Janssen, 1985; Törnqvist y Joosten, 1988; Törnqvist *et al.*, 1989; Janssen, 1994, van der Knaap & van Leeuwen, 1994, 1995) que coinciden con un aumento en la acumulación de materiales inorgánicos en la turba; asimismo algunos estudios sobre erosión de suelos y trabajos que integran estudios arqueológicos, de evolución del paisaje y de evolución de los suelos durante el Cuaternario (Benito *et al.*, 1991; Rochette, 1992; Martínez-Cortizas *et al.*, 1993; Martínez-Cortizas & Moares, 1995; Martínez-Cortizas, 1996), ofrecen evidencias de que las fases erosivas fueron sincrónicas con el desarrollo de las culturas humanas (Epipaleolítica, Neolítica y edades del Bronce y del Hierro) y coinciden con la activación de la acumulación de turba en turberas minerotróficas, tal vez como resultado de un aumento del flujo de agua superficial.

Tasas de acumulación de turba

El espesor máximo medio en las turberas minerotróficas es de 2-3 m, si bien en los sectores orientales y surorientales (p.ej. Lucenza, Lugo) algunas alcanzan profundi-

dades elevadas (7-8 m); pero en estos depósitos no todos los niveles son de turba. Las turberas ombrotólicas tienen profundidades máximas superiores a 5 m (se han realizado algunos sondeos en los que localmente se superan los 7 m, aunque también es probable que se trate de formaciones mixtas, ombrotófico/minerotróficas), pudiéndose considerar representativa una media de 3 m. La Figura 2 muestra la relación entre la edad y la profundidad para turberas de diferentes sectores del noroeste de la Península Ibérica; algunos datos han sido tomados de la bibliografía (Fernández & Ramil, 1995). La mayoría de los puntos se ajustan a una función de regresión con un coeficiente de correlación de $r = 0,98$ ($n = 55$) y una pendiente de 21. Así pues, la acumulación media de turba durante el Holoceno ha sido de 1 cm por cada 20-25 años. Del resto de las turberas, una buena parte se ajusta a una función de pendiente no

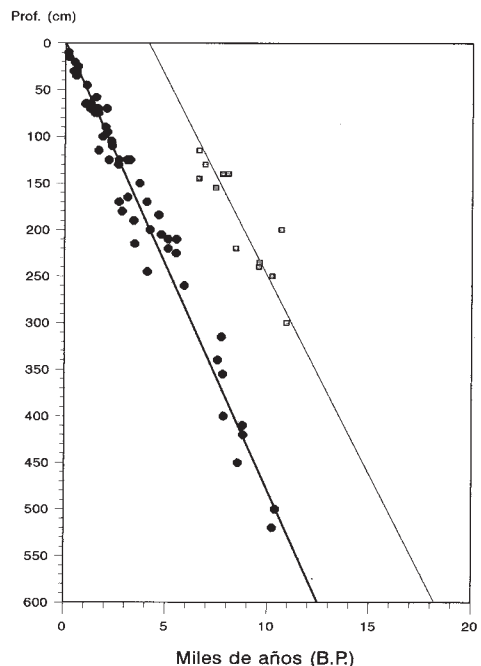


FIGURA 2. Relaciones entre la edad (en años antes del presente, B.P.) y la profundidad de la turba para turberas del noroeste peninsular.

significativamente distinta ($b= 23$; $r= 0.88$, $n=15$) -reflejando la misma tasa media de acumulación-, pero que intercepta el eje de abscisas en una edad de 4.100 BP. Esto sugiere la presencia de una discontinuidad en la acumulación que, a juzgar por las fechas mínimas, debió haber ocurrido entre el 4.000 y el 6.000 BP y tener una amplia repercusión temporal y espacial en el territorio galaico (incluye turberas de varios sectores). Para algunos de estos casos se ha comprobado la existencia de niveles erosivos y fuerte compactación en las turberas.

A partir de las dataciones radiocarbónicas disponibles se han calculado las tasas medias de acumulación, expresadas como espesor de turba (mm año^{-1}) o como masa. En la mayor parte de las turberas estudiadas se dispuso únicamente de la edad basal, por lo que sólo se pudo estimar una tasa media de acumulación; en unas pocas, con dos o más dataciones, se pudieron realizar reconstrucciones más detalladas. Las tasas de crecimiento expresadas como espesor son fáciles de calcular si se conoce la edad basal y la profundidad total de la turbera, pero para el cál-

culo de las tasas de acumulación de masa es necesario disponer de datos directos de producción o realizar estimaciones indirectas. Aquí utilizamos esta última aproximación mediante el modelo propuesto por Clymo (1983, 1984). Este modelo requiere también una tasa de descomposición $-a$, fracción de descomposición de la masa total del catotelm, que continua liberando CO_2 y CH_4 de forma anaerobia y muy lentamente (Gorham, 1991)- que puede obtenerse por iteración a partir de 3 profundidades y sus correspondientes edades (Clymo, 1983). De esta manera se obtuvieron valores entre $4.5 - 5.0 \times 10^{-4}$, mayores que los dados por Clymo (1983) por ejemplo para Drave Mose (2×10^{-4}) y que los asumidos por Gorham (1991) para turberas subárticas y boreales (1.4×10^{-4}), pero del mismo orden que los estimados para una turbera ombrotrofica en Moor House (10^{-3} a 10^{-5} ; Clymo, 1978).

Las tasas de acumulación expresadas como espesor (Figura 3) varían entre 0.2 and 0.7 mm año^{-1} y son similares a las encontradas por otros autores (Driessen, 1978; Aaby, 1986; Gorham, 1991). La media para Galicia,

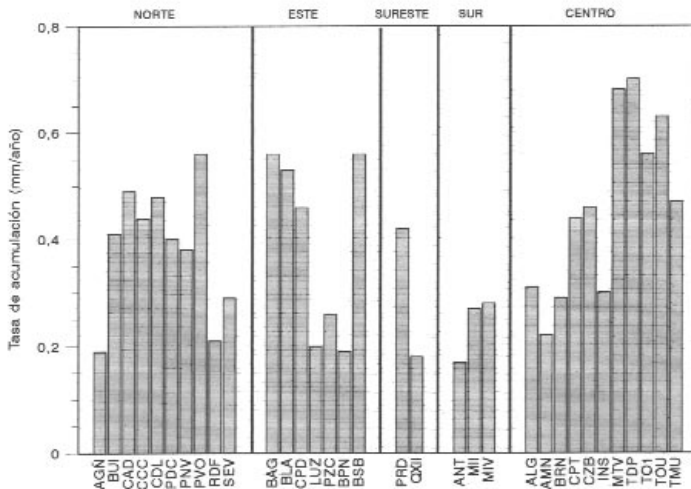


FIGURA 3. Tasas medias de acumulación de turba para algunas turberas de montaña de diversos sectores del noroeste de la Península Ibérica.

de 0.45-0.47 mm año⁻¹, es más baja que la dada para turberas del norte europeo (0.60-0.75 mm año⁻¹; Tolonen, 1979; Aaby, 1986), del mismo orden que la dada para Canadá (0.48 mm año⁻¹; Gorham, 1991) y Eurasia (0.52 mm año⁻¹; Zurek, 1976) y superiores a las de Siberia (0.2-0.4 mm año⁻¹; Botch & Masing, 1983). Estas tasas parecen estar principalmente relacionadas con la edad, aunque también con el tipo de turbera. Las tasas de crecimiento más elevadas (0.6-0.7 mm año⁻¹, comparables con las turberas de la Europa nórdica) se han obtenido en turberas que han comenzado a formarse en el episodio del 3.000-2.000 BP, lo que tal vez se deba a una menor compactación de la turba; mientras que para las turberas que han iniciado su formación a principios del Holoceno, las ombrotóficas tienden a poseer una tasa de crecimiento mayor que las minerotóficas. Además, en las turberas ombrotóficas de las que se dispone de dataciones múltiples, las tasas de crecimiento tienden a ser casi constantes o a variar poco con el tiempo. Este hecho podría estar relacionado con la mayor disponibilidad de agua durante el período de

desarrollo de la turba en el sector marítimo donde están ubicadas. En cualquier caso, estos valores deben tomarse únicamente como estimaciones ya que para su cálculo se asume una densidad de la turba constante y ausencia de compactación. De hecho, estos procedimientos han sido criticados por Clymo (1983) y Gorham (1991) y, además, en los perfiles de turba estudiados estas consideraciones no responden a la realidad.

Cuando la acumulación de turba se expresa como adición de masa por unidad de tiempo y superficie, los valores obtenidos están entre 40 y 120 g m⁻² año⁻¹ (media 76.7 g m⁻² año⁻¹, desviación típica 27.8), valores considerablemente más elevados que los 29 g m⁻² año⁻¹ dados por Gorham (1991) para turberas subárticas y boreales. Debido a los procesos dominantes que intervienen en la formación de las turberas, éstas pueden ser consideradas como sumideros netos de elementos químicos, en particular de elementos biófilos. En la tabla III se dan los valores de acumulación y los flujos de entrada de C, N y S en dos turberas de las Sierras Septentrionales de Galicia: Penido

TABLA III. Acumulación de C, CO₂ equivalente, N y S, flujos medios, mínimos y máximos de entrada durante los últimos 4.000 años, en dos turberas ombrotóficas de la Serra do Xistral ubicadas a distinta altitud (Penido Vello, PVO, situada a 790 m s.n.m.; Pena da Cadela, PDC, situada a 980 m s.n.m.).

	C	CO ₂	N	S
PDC				
Acum. (t ha ⁻¹)	962	3530	34.0	5.45
Flujo (t ha ⁻¹ a ⁻¹)	0.33 ±0.24	1.20 ±0.87	0.012 ±0.009	1.9 10 ⁻³ ±1.4 10 ⁻³
mín-máx	0.009-1.03	0.33-3.77	0.003-0.039	5 10 ⁻⁴ - 5.8 10 ⁻³
PVO				
Acum. (t ha ⁻¹)	1640	6020	47.1	20.7
Flujo (t ha ⁻¹ a ⁻¹)	0.42 ±0.14	1.55 ±0.50	0.012 ±0.007	5.3 10 ⁻³ ±2.3 10 ⁻³
mín-máx	0.21-1.07	0.77-3.91	0.004-0.054	2.6 10 ⁻³ - 1.8 10 ⁻²

Vello (PVO) situada a 780 m de altitud y Pena da Cadela (PDC), situada a 970 m. Debido a la lenta descomposición de la materia orgánica, los flujos deben ser considerados como valores mínimos, aunque bastante aproximados, de las tasas de fijación de estos elementos. El flujo medio de acumulación de carbono, el cual puede tomarse como una estimación mínima de la productividad primaria neta (PPN) de estos ecosistemas, es de 0.33 a 0.42 t ha⁻¹ año para los últimos 4.000 años, lo cual representa una fijación neta equivalente de CO₂ de 1.20 a 1.55 t ha⁻¹ año. El flujo medio de acumulación de N es de 0.012 t ha⁻¹ año y el de S de 1.9 x 10⁻³ a 5.3 x 10⁻³ t ha⁻¹ año. Estas dos turberas se encuentran ubicadas en la misma sierra a tan sólo 5 km de distancia, pero muestran diferencias considerables en la acumulación de C, N y S, por lo que la altitud (como integradora de condiciones climáticas diferentes) parece desempeñar un papel preponderante en la evolución de las turberas del noroeste. La acumulación neta de C y N en PVO (a más baja altitud) es de 1.5 a casi 2 veces superior a la de PDC, mientras que la acumulación de S es casi 4 veces superior.

PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS

En la Tabla IV se presenta un resumen de las propiedades físico-químicas determinadas en turberas de Galicia; algunos datos han sido tomados de referencias bibliográficas. Casi todas las turberas tienen niveles superficiales con materiales orgánicos fibrillosos, poco o muy poco descompuestos, generalmente hasta una profundidad que no supera los 25 cm. Por debajo de este nivel superficial hay materiales hémicos seguidos por una capa basal de material sáprico. Sin embargo, las hay que tienen únicamente materiales fibrillosos o fibrillo-hémicos y sólo en algunas de las turberas minerotróficas más antiguas se encuentran horizontes sápricos profundos.

La densidad de la turba varía entre 0.06 y 0.60 Mg m⁻³ y la densidad de partículas entre 1.39 y 2.22 Mg m⁻³, siendo 0.2 y 1.5 Mg m⁻³ respectivamente los valores de referencia para las turberas del noroeste de la Península Ibérica. Los valores más altos corresponden a materiales orgánicos sápricos, como ya habían señalado Lynn *et al.* (1974), a transiciones basales entre la turba y el suelo mineral y a capas intermedias de turberas minerotróficas con bajo grado de descomposición y elevado contenido en componentes inorgánicos. Estos últimos son resultado de la adición de materia mineral debida a la erosión de los suelos en el entorno de la turbera (Van Lierop, 1981) y, en estos casos, el cambio en la densidad de partículas es mayor que en la densidad del suelo (Pontevedra-Pombal, 1995). El contenido en C orgánico varía entre el 15% y el 57%, el nitrógeno entre 0.1 y 1.7% y el S entre 0.2 y 2.6%. Los valores más bajos se alcanzan en los niveles con mayor densidad de partícula. Aunque la descomposición de la materia orgánica en las turberas es extraordinariamente lenta debido a los efectos del encharcamiento y la oligotrofia sobre la actividad microbiana (Zak & Grigal, 1991; Gorham, 1995), a lo largo del tiempo se mantiene un nivel mínimo de descomposición (Damman, 1988), hecho que se puede confirmar por las variaciones en profundidad de la relación Cp/Ct. La Figura 4 muestra que, aunque el grado de humificación varía bastante de una turbera a otra, para cada una de ellas las transiciones basales o los niveles minerales son los que poseen una materia orgánica más evolucionada, mientras que la turba tiene relaciones Cp/Ct muy bajas (inferiores a 0.05). Algunos estudios en curso, en colaboración con investigadores de la Universidad de Wageningen, sugieren que las transformaciones de los grupos funcionales de carbono en las turberas depende principalmente de la edad –es decir, del tiempo de evolución-, pero también de las condiciones ambientales existentes durante la acumulación

TABLA IV. Valores para algunas propiedades físicas y químicas de turberas de diferentes sectores del noroeste de la Península Ibérica (Área: N, norte; E, este; SE, sureste; S, sur; C, centro. Horizonte: tipos de horizontes orgánicos presentes; Densidad del suelo y densidad de partícula en Mg m^{-3} ; Cenizas, carbono (C), nitrógeno (N) y azufre total (S) en porcentaje; IP: índice de pirofosfato; cationes de intercambio y capacidad de intercambio catiónico en $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, los valores con asterisco indican que la CIC se midió en acetato amónico a pH 7, el resto en cloruro amónico al pH de la turba. (1: Jato, 1974; 2: Sammamed, 1973; 3: Torras, 1982; 4: Leirós, 1983; 5: Molinero et al., 1984; 6: Aira y Guitián, 1986a y b; 7: Ramil et al., 1993; 8: Ramil et al., 1994).

Turbera	Sector	Horizonte orgánico	Espesor (cm)	Densidad del suelo	Densidad de partícula	Porosidad (%)	Cenizas	IP	C	N	S
AGN ⁷	N	Oi-Oe-Oa	130	0.04-0.20	—	—	—	2-5	21-43	—	—
BAG	E	Oi-Oa	135	0.06-0.60	1.40-2.20	55-85	4-63	0-7	29-49	0.2-2.3	0.20-2.60
BDX ⁷	SE	Oi-Oe	40	—	—	—	—	—	14-27	0.1-1.0	—
BLA	E	Oi-Oe-Oa	145	0.11-0.26	1.53-1.88	86-93	10-25	2-7	29-44	1.8-2.4	0.73-0.98
BMC ⁷	C	Oi-Oa	70	—	—	—	—	—	30-32	0.5-0.7	—
BPA	E	Oi-Oe	190	0.14-0.34	1.50-1.86	81-93	21-57	3-5	23-46	1.1-1.7	0.50-1.10
BRN ⁴	C	Oi-Oa	110	—	—	—	—	—	15-32	0.7-2.0	—
BUI ⁶	N	Oe	400	0.11-0.19	1.90-2.20	87-92	4-19	—	48-60	—	—
CAD	N	Oi-Oe-Oa	124	0.13-0.98	1.34-2.06	60-91	2.7-79	1-6	17-55	0.5-2.0	0.06-0.30
CDL ⁸	N	Oa	400	0.15-0.23	—	—	—	—	39-60	—	—
CPD	E	Oi-Oa	55	0.14-0.17	1.54-1.66	89-90	19-34	1-5	31-37	2.0-2.4	0.79-0.97
LUZ ⁶	E	Oi-Oe	540	—	—	—	—	—	14-35	0.8-1.8	—
MIF ⁶	SE	Oi	140	—	—	—	—	—	38-40	1.8	—
MIM ³	SE	Oi-Oe	100	—	—	—	—	—	26-34	1.6-2.1	—
PDC	N	Oi	184	0.09-0.16	1.36-1.51	88-94	1.3-7.3	4-7	47-57	1.5-2.2	0.19-0.39
PNV ⁸	N	Oi-Oe-Oa	250	0.07-0.32	—	—	—	—	35-51	—	—
PVO	N	Oi-Oe	300	0.09-0.24	1.39-1.53	83-94	1-12	4-5	44-57	1.2-2.3	0.61-0.77
PZC	E	Oi-Oe-Oa	265	0.16-0.60	1.72-2.22	74-91	54-76	2-7	14-25	0.3-1.6	0.30-1.10
QXI ²	SE	Oi	105	—	—	—	—	—	22-45	0.7-2.0	—
SUA	E	Oi-Oe-Oa	115	0.10-0.23	1.45-1.83	77-93	5-50	2-5	24-50	1.1-2.7	0.54-0.95
Pest	pH H ₂ O	pH KCl	pH CaCl ₂	Ca	Mg	Na	K	Al	CIC		
BAG	3.5-4.3	2.3-4.3	2.1-4.1	0.8-17.8	0.2-12.1	0.03-0.9	0.01-1.3	2.9-15.5	11.3-221.3		
BDX	4.3-4.6	3.4-3.8	—	0.40-0.70	0.08-0.20	0.01-0.08	0.06-0.10	8.00-10.80	44.7-78.8*		
BLA	5.9-6.0	5.1-5.3	4.7-4.8	1.80-5.91	0.31-1.00	0.73-2.60	<0.01-2.32	<0.01-0.09	3.79-12.31		
BMC	3.9-4.0	3.5-3.9	—	5.60-7.50	1.90-2.20	0.40-0.70	<0.01-0.06	7.10-15.90	99.5-126.9*		
BPA	3.5-4.3	—	—	1.0-7.1	0.2-0.9	0.02-0.9	0.02-1.0	2.5-13.4	8.3-16.2		
BRN	4.2-4.7	3.8-4.2	—	0.20-0.50	0.10-0.50	0.10-1.70	0.05-0.20	5.00-10.00	60.0-165.5*		
BUI	3.2-3.8	—	—	<0.01	1.40-3.00	1.00-2.40	<0.01	—	74.9-95.5*		
CAD	2.5-3.9	2.5-3.0	2.0-2.4	0.1-8.1	0.5-9.3	0.03-1.98	<0.01-1.1	2.7-14	7.1-23.5		
CPD	4.3-4.7	3.9-4.3	3.2-3.7	0.60-3.59	0.18-2.47	0.14-0.97	0.25-0.71	6.77-10.38	8.77-17.35		
LUZ	3.4-4.8	3.1-3.8	—	3.00-4.30	0.30-1.20	0.20-0.40	0.03-0.20	3.10-4.70	42.2-56.0*		
MII	4.6-4.9	4.4-4.6	—	—	—	—	—	—	—		
MIM	4.7-4.9	4.4-4.6	—	0.40-0.60	0.10-0.30	0.30-0.70	0.05-0.10	0.90-7.10	23.8-30.7*		
PDC	3.6-4.4	2.9-3.3	2.9-3.2	0.2-4.2	4.7-13.2	0.5-1.2	<0.01-0.5	1.0-3.4	9.8-21.1		
PVO	3.6-4.6	2.3-3.3	2.3-3.1	0.08-6.69	4.33-9.36	0.46-1.39	0.02-2.93	0.31-3.76	6.98-20.1		
PZC	3.4-4.8	3.4-4.1	3.3-4.1	0.6-11.0	0.9-2.6	0.081.5	0.09-4.2	0.5-5.1	5.6-19.4		
QXI	3.8-4.2	2.8-3.6	—	0.50-0.70	0.40-1.20	0.30-0.40	<0.01-0.30	3.20-5.3	12.0-16.0		
SUA	4.5-5.6	3.6-4.2	3.0-3.9	1.91-10.02	0.28-1.29	1.49-3.37	<0.01-4.02	0.61-3.99	8.18-20.56		

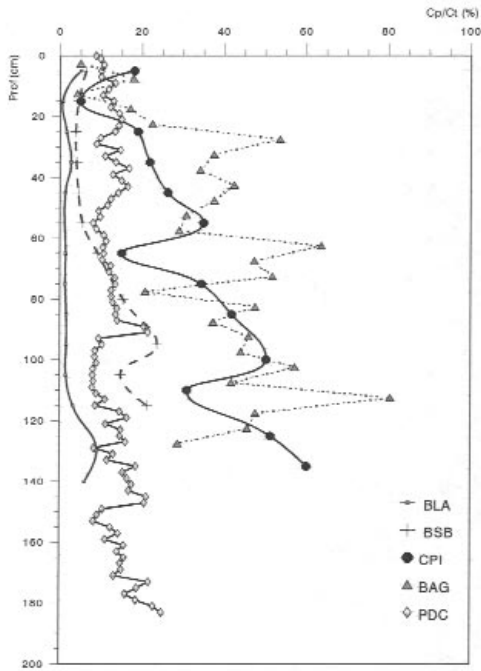


FIGURA 4. Variaciones verticales de la relación C_p/C_t en turberas del noroeste de la Península Ibérica (BLA: Braña de Lamelas; BSB: Braña de Suarbol; CPI: Braña de Cespedosa I; BAG: Braña de Agolada; PDC: Pena da Cadela).

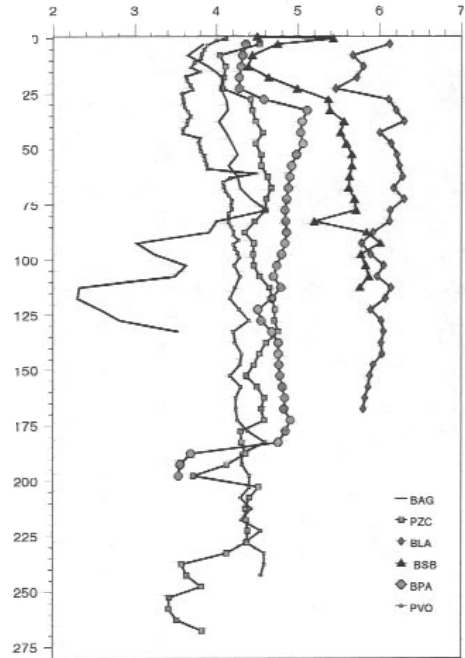


FIGURA 5. Perfiles verticales de pH en algunas turberas del noroeste de la Península Ibérica (BAG: Braña de Agolada; PZC: Pozo do Carballal; BLA: Braña de Lamela; BSB: Braña de Suarbol; BPA: Braña de Porto Ancares; PVO: Penido Vello).

de la turba, tal vez mediante el control de la composición de las comunidades vegetales y la resistencia que ofrecen sus restos a la degradación.

El pH de las turberas varía entre 3.2 y 4.9, lo que indica condiciones de ácidas a muy ácidas (Figura 5), un hecho coherente con la elevada precipitación, los substratos generalmente ácidos, el efecto acidificante de los musgos (Majakova & Proskurjakov, 1972; Motzkin, 1994) y de los ácidos orgánicos formados durante la evolución de la materia orgánica acumulada (autoacidificación). Excepcionalmente, el pH es ligeramente ácido a neutro en aquellos casos en que

aguas que drenan niveles calizos se infiltran en la turbera (BLA, Tabla IV).

La capacidad de intercambio de cationes efectiva (CICE) varía entre 4 y 20 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$. Los cationes de intercambio siguen la secuencia $\text{Mg}^{+2}, \text{Ca}^{+2} > \text{Al}^{+3} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ en los niveles superiores de las turberas de cobertor y $\text{Al}^{+3} > \text{Mg}^{+2}, \text{Na}^+ > \text{Ca}^{+2} > \text{K}^+$ en los más profundos; en las turberas minerotróficas el orden más frecuente es $\text{Al}^{+3} > \text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ (en BLA el Ca es más abundante que el Al en toda la turbera). La abundancia de Mg en las turberas de cobertor de las sierras septentrionales se debe al efecto de los aerosoles marinos —hecho apoyado tam-

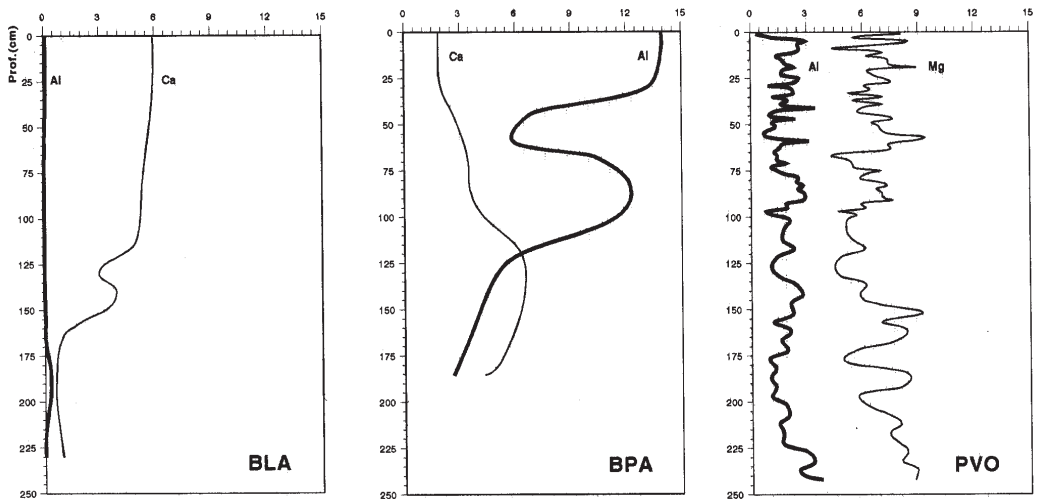


FIGURA 6. Variaciones verticales en la concentración de los cationes dominantes en el complejo de intercambio catiónico (en $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$) (BLA: Braña de Lamelas; BPA: Braña de Porto Ancares; PVO: Penido Vello).

bién por las elevadas concentraciones de Br-, mientras que el predominio del Al en las minerotróficas es una consecuencia directa de la composición de las aguas que drenan los suelos ácidos de su entorno. Independientemente de estas generalizaciones, muchos testigos de turba muestran variaciones en la distribución de los cationes intercambiables con la profundidad (Figura 6). La capacidad de intercambio de cationes (CIC) medida a pH 7 es, lógicamente, mucho más alta, entre 24 y $165 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, con las mayores diferencias frente a la CICE en las muestras de turba más ácidas y con mayor grado de descomposición.

En función del origen de los nutrientes, las turberas formadas en depresiones (*fens*) han de ser consideradas como *minerotróficas* ya que la principal fuente de cationes es la meteorización del sustrato o las aguas que circulan por los diferentes circuitos hidrológicos terrestres. Las turberas de cobertor son *ombrotólicas*, alimentadas por agua de lluvia, aunque incluso en estos casos la composición del complejo de intercambio de los

niveles más profundos está, en algún grado, influenciada por el sustrato. Mientras que, como ya se ha mencionado, las turberas elevadas poseen un nivel superficial ombrotrófico que se ha desarrollado sobre otro minerotrófico.

Las relaciones atómicas entre la materia orgánica activa (extraída con pirofosfato, Cp) y el Fe y Al extraídos con pirofosfato, oxalato o tetraborato, indican que la materia orgánica está fuertemente insaturada en metales y tiene una alta capacidad de complejación. La insaturación tiende a aumentar hacia la base de la turbera, al igual que el grado de descomposición de la materia orgánica, y alcanza el máximo en los horizontes A enterrados y en las capas de transición entre la turba y el sustrato mineral (Pontevedra Pombal, 1995).

CLASIFICACIÓN Y TIPOS DE HÁBITATS

La clasificación de estos suelos reviste especial complejidad por diversos motivos, como por ejemplo la subjetividad de los

métodos empleados para la determinación del grado de descomposición de la turba, el contenido de fibras, la dificultad para estimar el porcentaje de arcilla de un material dominado por la materia orgánica, la heterogeneidad de la metodología empleada en los diversos estudios y, en general, por la carencia de datos suficientes en la mayoría de las publicaciones. Por ello, la que aquí se aporta ha de ser considerada como una clasificación aproximada para una buena parte de los suelos cuyos datos se han tomado de la bibliografía.

En la tabla V damos una relación de turberas de montaña representativas de diversos sectores de Galicia, indicando la sierra en la que se ubica, la altitud, la edad radiocarbónica (no se trata siempre de la edad basal máxima) y la clasificación según los sistemas FAO (1990) y *Soil Taxonomy* (SSS, 1997). En esta muestra predominan los Histosoles fibrícos (BUI, CAD, CDL, MIM, MII, PDC, PVO, QXI, BLA) y térri-cos (AGÑ, BDX, BUI, CPD, LUZ, PNV, PZC), habiendo también Histosoles tiónicos (BAG), fibríco-tiónicos (SUA) y térrico-ti-ónicos (BPA), según la clasificación de la FAO. Con la clasificación norteamericana los suelos dominantes son los Fibrists (sphagnofibrists: CAD, CDL, MII, MIM, PDC, PNV, PVO; borofibrists: PZC, QXI, BLA; y medifibrists: BDX, BUI). Además aparecen otros grupos como los Hemists (sulfihemists: BAG, BPA; medihemist: BUI; borohemist: LUZ) y Saprist (medisaprist: AGÑ; borosaprist: CPD; sulfisaprist: SUA).

Las turberas son ecosistemas de elevado valor medioambiental. Así lo ha entendido la Unión Europea al proponer su inclusión en la directiva "Habitats", "*un instrumento legislativo en el campo de la conservación de la naturaleza*" (European Commission, 1996); directiva que se plasma en la creación de una red de áreas de especial conservación, denominada Red Ecológica Europea Coherente Natura 2000. El *Interpretation Manual of*

European Union Habitats (European Commission, 1996) recoge la descripción detallada (definición, especies características, distribución geográfica, etc...) y es la base para la identificación de los hábitats prioritarios en la Unión Europea. Tomando esta obra como referencia, las turberas del noroeste de la Península Ibérica aparecen incluidas en el grupo general de *RAISED BOGS AND MIRES AND FENS*, *Sphagnum acid bogs*, y en los hábitats tipo definidos como:

7110- Turberas elevadas activas (*Active raised bogs*): turberas ácidas, ombrotró-ficas, pobres en nutrientes minerales, alimentadas principalmente por el agua de lluvia, con una capa freática en general más elevada que la de las áreas colindantes, con vegetación perenne dominada por esfagnos de diverso colorido en microcolinas (hummocks) que permiten el crecimiento de la turbera (*Erico Sphagnetalia magellanici Scheuchzietalia palustris* p., *Utricularietalia intermedio minoris* p., *Cariceralia fuscae* p.)

7120- Turberas elevadas degradadas todavía susceptibles de regeneración natural (*Degraded raised bogs still capable of natural regeneration*): turberas elevadas cuyo funcionamiento hidrológico ha sido perturbado (habitualmente por actividades humanas), dando lugar a una desecación superficial y/o a un cambio o pérdida de especies. Estas unidades habitualmente contienen especies típicas de las turberas elevadas activas como componente principal, pero la abundancia relativa es diferente. Los lugares que se juzga que son susceptibles de regenerarse de forma natural incluirán aquellas áreas donde se pueda recuperar la funcionalidad hidrológica y, con una rehabilitación apropiada, exista una expectativa razonable de re-establecimiento de la vege-

TABLA V. Clasificación, FAO y Soil Taxonomy, de algunas turberas representativas.

Código	Nombre	m s.n.m) Localización	Altitud m s.n.m	(Edad (BP)	Clasificación
AGÑ	A Gañidoira	S. Septentrionales	720	6895 ±50 (130 cm)	Histosol térrico Medisaprist
BAG	Agolada	Sierra de Ancares	1230	3390 ±40 (215 cm)	Histosol tiónico Sulfihemist
BLA	Braña de Lamela	Sierra de Ancares	1280	3090 ±35 (165 cm)	Histosol fíbrico Borofibríst
BDX	Braña dos Xuncos	Manzaneda-Queixa	1580	—	Histosol térrico Medifibríst
BPA	Braña de Porto Ancares	Sierra de Ancares	1580	10650 ±170 (195 cm)	Histosol térrico-tiónico Sulfihemist
BUI	Braña do Buiro	Montes del Buiro	620	7725 ±50 (315 cm)	Histosol térrico/fíbrico Medihemist/Medifibríst
CAD	Cadramón	Sierra de O Xistral	1040	—	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
CDL	Chao de Lamoso	Sierra del O Xistral	1039	8785 ±30 (415 cm)	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
CPD	Campa da Cespedosa	Sierra de Ancares	1415	2070 ±25 (95 cm)	Histosol térrico Borosaprist
LUZ	Lagoa de Lucenza	Sierra de O Caurel	1440	17390 ±90 (700 cm)	Histosol térrico Borohemist
MII	Manzaneda II	Manzaneda-Queixa	1700	—	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
MIM	Manzaneda I	Manzaneda-Queixa	1630	—	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
PDC	Pena da Cadela	Sierra de O Xistral	980	4.600 ± (185 cm)	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
PNV	Pena Vella	A Toxiza	700	5.080 ±40 (220 cm)	Histosol térrico Sphagnofibríst
PVO	Penido Vello	Sierra de O Xistral	790	4.070 ±50 (245 cm)	Histosol fíbrico Sphagnofibríst
PZC	Pozo do Carballal	Sierra de Ancares	1330	10370 ±210 (265 cm)	Histosol térrico Borofibríst
QXI	Braña de Queixa	Sierra de Queixa	1600	—	Histosol fíbrico Borofibríst
SUA	Braña de Suárbol	Sierra de Ancares	1080	1250 ±25 (70 cm)	Histosol fíbrico-tiónico Sulfisaprist

tación con capacidad de formar turba en unos 30 años.

- 7130- Turberas de cobertor activas (*Blanket bog, active only*): extensas comunidades de turberas o paisajes sobre superficies planas o laderas con drenaje superficial pobre, en áreas de climas oceánicos con elevada precipitación, características del oeste y norte de Gran Bretaña e Irlanda. A pesar de la existencia de un cierto flujo lateral de agua, las turberas de cobertor son mayoritariamente ombrotóficas. Con frecuencia cubren áreas extensas con aspectos topográficos locales que soportan comunidades distintivas (*Erico Sphagnetalia magellanici: Pleurozio pupureae Ericetum tetralicis Vaccinio Ericetum tetralicis* p.; *Scheuchzeretalia palustris* p., *Utricularietalia intermedio minoris* p., *Caricetalia fuscae* p.). Los esfagnos desempeñan un papel importante en todas estas turberas pero el componente de ciperáceas es mayor que en las turberas elevadas.
- 7140- Turberas de transición y tremedales (*Transition mires and quaking bogs*): comunidades formadoras de turba desarrolladas sobre aguas superficiales oligotróficas a mesotróficas, con características intermedias entre tipos solígenos y ombrógenos. Presentan un amplio y diverso rango de comunidades vegetales.
- 7150- Depresiones sobre sustratos turbosos (*Rhynchosporion*) (*Depressions on peat substrates, Rhynchosporion*): comunidades pioneras altamente constantes sobre turbas expuestas saturadas de agua o, algunas veces, sobre arenas, con *Rhynchospora alba*, *R. fusca*, *Drosera intermedia*, *D. rotundifolia*, *Lycopodiella inundata*, que se forman en áreas perturbadas de turberas de cobertor o elevadas, pero también en

áreas erosionadas de forma natural en brezales húmedos y turberas, en puntos de flujo preferente y en la zona de fluctuación de charcas oligotróficas con sustrato arenoso, ligeramente turboso. Estas comunidades son similares, y están muy relacionadas, con las de las microdepresiones (hollows) y las de las turberas de transición.

De estos hábitats tipo, por su singularidad y grado de desarrollo espacial, destacan las turberas de cobertor (7130), las cuales se encuentran restringidas casi exclusivamente a las Sierras Septentrionales de Galicia y a favor de condicionantes biogeográficos: cumbres planas o de ligera inclinación (entre los 800 y 1000 m s.n.m), en áreas oceánicas de elevadas precipitaciones (1600-1800 mm/año), escasa a moderada estacionalidad pluviométrica, abundantes nieblas, bajas temperaturas medias anuales (7.5° a 10.0° C) y sustratos ácidos pobres en nutrientes. Existe además, en muchas localizaciones, un complejo continuo que partiendo de las zonas de cumbre irradia por las laderas hasta zonas de ruptura, donde pierde espesor la turba en transición hacia otros suelos con horizontes orgánicos a cotas más bajas (incluso hasta los 500 m). La distribución geográfica de este tipo de hábitat, reconocido en el *Interpretation Manual*, las remite a áreas de Francia, Irlanda, Suecia y Reino Unido, aunque parece oportuno extender su dominio hasta el norte peninsular, el cual se convierte así en el límite meridional de distribución de este tipo de ecosistemas atlánticos. Su presencia en otros sectores del territorio galaico es discutible debido, sobre todo, a una cierta falta de precisión en la definición al indicar que se trata de turberas “*mayoritariamente ombrotóficas*”, lo que no excluye que se encuentren formaciones extensivas, recubriendo laderas y con carácter minerotrófico que pueden ser incluidas también en esta clase. En nuestra opinión, la condición

de ombrotrofia debiera ser básica para la definición de las turberas de cobertor.

Tanto las turberas de cobertor como las turberas altas activas son hábitats de protección prioritaria para la Unión Europea. Estas últimas (código 7110) aparecen localizadas en su mayor parte en pies de ladera, áreas de replano y depresiones, si bien en las cumbres de las montañas septentrionales no es infrecuente la existencia de enclaves de turberas altas que aparecen hoy englobadas en formaciones de cobertor más extensas. Su principal característica es la de haber desarrollado una zona superficial ombrotrofica bien reconocible y de espesor variable, debido al crecimiento vertical de la turbera. Este crecimiento suele conferirle un aspecto abombado en su centro (perfil convexo) y, a la zona que se ha elevado sobre los márgenes de la formación, un régimen nutricional dependiente de manera exclusiva del agua de lluvia, además de un aislamiento de los circuitos hidrológicos subterráneos y superficiales. Es decir, se trata de una fase de progresión de ciertas turberas minerotróficas y la identificación del nivel ombrotrofico superficial es clave para su clasificación en este grupo. En Galicia no son exclusivas de sector alguno pues aparecen representadas en casi todos ellos.

El resto de las turberas del noroeste peninsular podría encuadrarse entre las turberas activas de transición (*transition mires*) y tremedales (*quaking bogs*). Cabe entender que, en gran medida, el primer subtipo es un cajón de sastre en el que incluir una buena parte de las turberas. Para éste, lo más relevante, desde el punto de vista geoquímico e hidrológico, es decidir el grado de transición entre condiciones solígenas y ombrógenas, es decir, entre minerotróficas y ombrotroficas; aspecto que requiere el estudio particular de cada formación y la necesidad de proponer límites al posible continuo entre los dos tipos de alimentación. En este subtipo podrían incluirse turberas de ladera y pie de ladera de bajo espesor, que son auténticas

transiciones entre turberas de cobertor y turberas elevadas. Mientras que en el segundo subtipo –los tremedales– se incluirían turberas de fondo de valle y alveolo de alteración, con capas freáticas elevadas que le confieren un carácter flotante. Estas presentan casi siempre una conexión con los sustratos turbosos de las laderas circundantes, de forma que pasan paulatinamente hacia turberas de transición.

Por otra parte, el hábitat 7150 –depresiones sobre sustratos turbosos con *Rhynchosporion*– no debe ser considerado como un tipo de turbera, si no como un hábitat que aparece en algunas áreas turbosas como resultado de procesos de degradación antropogénica o natural.

Por último, en lo que a caracterización de hábitats de turbera se refiere, parece oportuno hacer una serie de consideraciones. La primera es que se echa en falta una clase específica de turberas minerotróficas ácidas, las que en la bibliografía anglosajona reciben la denominación genérica de *fens*. Probablemente se trate del hábitat de turbera más extendido en el noroeste peninsular, si bien en el *Interpretation Manual* sólo se da esta denominación a los de ambientes calcáreos (*calcareous fens*). En segundo lugar, la definición de los tipos, tomada de manera estricta, adolece de cierta ambigüedad, generando posibles solapamientos entre fases de turberas de cobertor y elevadas, entre elevadas y tremedales, etc..., que no parece oportuno se resuelvan a través de las turberas de transición, que por este motivo podrían llegar a convertirse en las dominantes. También en relación a la definición de las características biogeoquímicas, hidrológicas y geomorfológicas, se otorga un papel preponderante a las condiciones actuales en detrimento de la génesis y del proceso histórico-evolutivo de las formaciones. No obstante, los nombres que reciben tienen un fuerte contenido genético, coherente con el hecho de que las turberas son sistemas edá-

ficos autoretroalimentados y que las condiciones que han disparado su formación hay que buscarlas en los paleoambientes de finales de la última glaciación e inicios del Holoceno, por un lado, y en el acoplamiento entre condiciones ambientales y actividad humana durante el Holoceno, por el otro (Martínez Cortizas *et al.*, 2000). Las turberas tienen pues un importante componente de ecosistemas relictos. Es evidente que la clasificación de los hábitats de turbera es una tarea compleja que demanda la integración de estudios de numerosas disciplinas, pero es también obvio, tal como se refleja en el *Interpretation Manual*, que dicha complejidad es consustancial a este tipo de hábitats, puesto que en cada uno de ellos existen enclaves menores “*de otros sistemas formadores de turba los cuales, de manera estricta, forman parte de diversos biotopos de zonas anfibia, turberas minerotróficas (fens) y suelos de brezales húmedos (moorland)*”.

A pesar de su importancia como humedales, por su papel en el control hidrológico o en el mantenimiento de la diversidad biológica, las turberas están sujetas a procesos de degradación naturales y antropogénicos. Los segundos son los más acuciantes en la actualidad y se deben a la explotación minera, al drenaje -mediante apertura de zanjas-, la transformación a pradería -con cambios en las formaciones vegetales y en las propiedades físico-químicas debido a la fertilización y el encalado-, la repoblación forestal y la construcción de infraestructuras viarias. Estas últimas relacionadas con la apertura de pistas para aprovechamientos forestales y ganaderos y, más recientemente, para la instalación de parques eólicos. La Red Natura 2000 exige la protección prioritaria de algunos de estos hábitats (7110 y 7130), por lo que se debe tener en cuenta que ésta no será efectiva si no se incorporan además otras áreas marginales de menor calidad, pero directamente relacionadas.

ARCHIVOS DE LA CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA Y LOS CAMBIOS AMBIENTALES

Como ya se ha mencionado, las turberas ombrotóricas reciben aportes exclusivamente desde la atmósfera, por lo que los elementos químicos llegan a ellas mediante cualquiera de las posibles vías de deposición atmosférica (seca, húmeda, oculta), siendo acumulados por la turba; motivo por el cual han sido utilizadas como monitores de la deposición y acumulación de metales pesados (Hemond, 1980; Glooschenko & Capobianco, 1982; Shotyk, 1996, etc.). En general, su desarrollo temporal, el tipo de alimentación hídrica, sus características físico-químicas y su alto contenido en materia orgánica limitan los procesos de movilidad post-deposicional de la mayor parte de los metales pesados, propiedades éstas que las convierten en testigos ideales de las variaciones de la concentración de dichos elementos en la atmósfera y de los procesos de contaminación.

En la turbera ombrotórica de Penido Vello (PVO), situada en la Serra do Xistral, cuya edad supera los 4000 años BP, se ha determinado el contenido total en Pb y Zn mediante un analizador multielemental EMMA -Energy-dispersive Miniprobe Multielement Analyzer- (Cheburkin y Shotyk, 1996; Weiss *et al.*, 1998) y en extractos con KCl 1M (Voltimetría, Methron 646 VA-Processor) y Hg mediante un equipo Leco AMA-254 (Martínez Cortizas *et al.*, 1997; Martínez Cortizas *et al.*, 1999). En general, los contenidos más elevados de todos los metales se encontraron en las muestras superficiales de turba, disminuyendo con la profundidad hasta alcanzar niveles muy bajos en la parte basal, más antigua. Este es el caso de metales como el Zn y el Cd.

Para el Pb (Figura 7) el perfil de distribución con la profundidad y, en consecuencia, con la edad de la turba, sugiere que la conta-

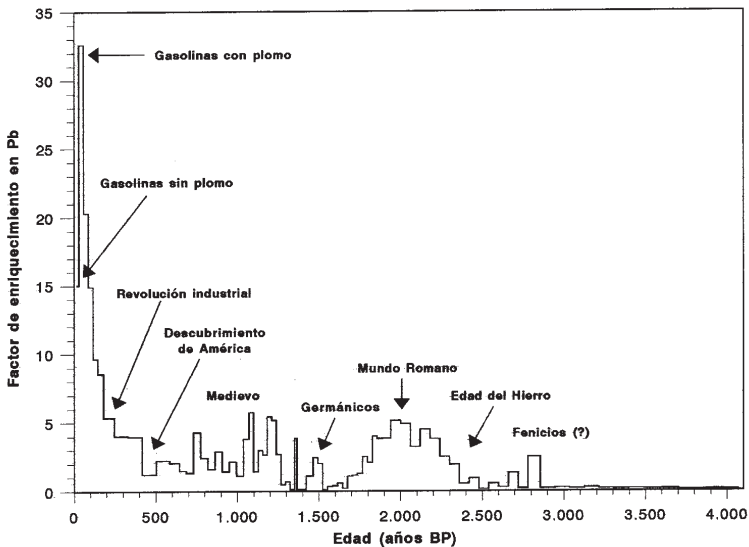


FIGURA 7. Cronología de las variaciones en los factores de enriquecimiento en Pb en el noroeste de la Península Ibérica y su relación con la historia de la minería y metalurgia de este elemento (modificado de Martínez Cortizas et al., 1997).

minación por Pb se remonta a hace unos 2.800-3.000 años y que, desde la Edad del Hierro, se ha producido un lento incremento en la contaminación, hasta alcanzar valores considerablemente elevados, de hasta 5 veces el nivel de fondo, en época romana y mucho más elevados tras la revolución industrial, indicando la importante influencia de las actividades mineras y metalúrgicas en las emisiones de metales a la atmósfera, sobre todo en los últimos 300 años. Las variaciones en la acumulación de Pb en la turbera PVO muestran una buena relación con los datos prehistóricos e históricos de la minería y metalurgia de este metal en la Península Ibérica.

En el caso del Hg, además de su concentración total, en las muestras se ha medido también su labilidad térmica (desorción a 30° y 105° C), expresando el Hg desorbido/retenido por la turba como proporciones del Hg total: baja estabilidad, HgL, proporción de mercurio desorbido a 30°C; de moderada estabilidad, HgM, mercurio desorbido entre 30° y 105°C y mercurio de elevada estabili-

dad, HgH, retenido por la turba tras calentar a 105°C. Las variaciones temporales de cada una de estas proporciones para los últimos 4.000 años, muestran una clara relación con el registro del cambio climático en el suroeste de Europa y la Península Ibérica en general y de Galicia en particular (Martínez Cortizas *et al.*, 1999). Estas variaciones son independientes de la historia de la minería y de la metalurgia del Hg, pero parecen depender de las condiciones climáticas ocurridas durante la deposición. Así, en períodos climáticos fríos las formas lábiles de Hg (HgL) constituyen la fracción más abundante, mientras que en las muestras correspondientes a períodos cálidos predominan las más estables, HgM y HgH. Además, para muestras con edades superiores a los 2.200 años, el Hg acumulado puede expresarse como una función de dichas proporciones; dado que para edades anteriores a la citada no se conoce actividad minera ni metalúrgica, puede asumirse que dicha función es un modelo adecuado para la estimación de la acumulación

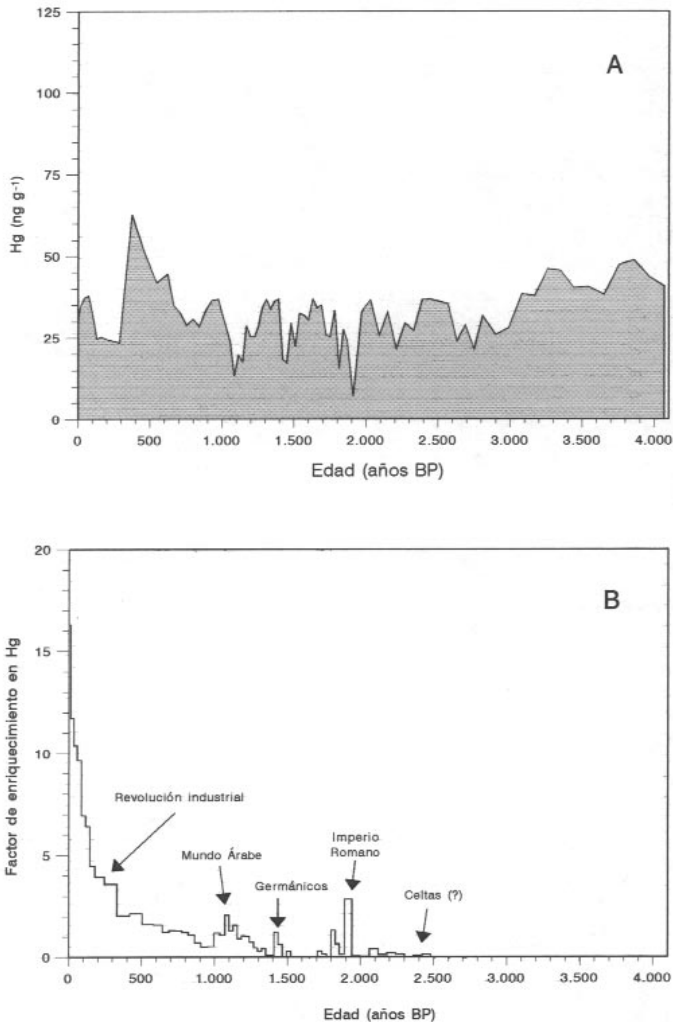


FIGURA 8. Cronología de la acumulación de Hg en el noroeste de la Península Ibérica. A) Variaciones de la acumulación de Hg de origen natural; B) cronología de los factores de enriquecimiento y su relación con la minería y metalurgia de este elemento.

de Hg de origen natural (Hg_{NAT}). La función obtenida se ha empleado para el cálculo del Hg_{NAT} en las muestras de edad más reciente que 2.200 años y, consecuentemente se ha podido, así mismo, obtener una estimación del Hg de origen antropogénico (Hg_{ANT}), como diferencia entre el Hg total y el de origen natural.

La distribución de Hg_{NAT} (Figura 8A) indica que los climas fríos favorecen la acumulación mientras que en los cálidos se ven favorecidas las pérdidas de este elemento desde la turbera –revolatilización–, conduciendo a una menor acumulación de Hg. El enriquecimiento antropogénico en Hg (Figura 8B) acumulado en la turba se ajusta

TABLA VI. Acumulación de elementos químicos (kg ha^{-1}) en la turbera de PDC (Serra do Xistral, Lugo) a distintas escalas temporales. Las cifras en negrita indican la proporción respecto al total acumulado en 4.000 años.

Elemento	4.000 años	500 años		300 años	
Fe	2874.0	908.0	0.32	548.0	0.19
Br	431.8	64.1	0.15	32.3	0.07
Ti	329.0	82.3	0.25	41.1	0.12
Zn	36.0	28.2	0.78	20.1	0.55
Pb	22.6	16.5	0.73	12.2	0.54
Sr	15.1	4.6	0.30	2.5	0.16
Zr	13.4	3.5	0.26	1.6	0.12
Cr	9.8	3.2	0.33	2.5	0.26
Mn	7.5	5.7	0.76	4.9	0.65
Cu	6.9	2.4	0.35	1.6	0.23
Ni	5.9	1.9	0.32	1.2	0.20
As	5.8	4.1	0.71	2.6	0.45
Rb	4.1	1.5	0.36	1.9	0.22
Se	2.9	0.6	0.21	0.3	0.11
Ga	2.6	1.1	0.42	0.7	0.28
Y	2.4	0.8	0.33	0.5	0.19

mejor a los registros históricos de la minería y metalurgia de este elemento en la Península y sugiere que ésta comenzó al menos hace 2.400 años BP, aunque su acumulación se sigue viendo afectada por la influencia de las condiciones climáticas reinantes durante el tiempo de la deposición.

La tabla VI refleja la acumulación total de diversos elementos, ocurrida en la turbera ombrotrofica de PDC durante los últimos 4.000, 500 y 300 años. El hierro es el elemento dominante, con unos 3.000 kg ha^{-1} , seguido de Br y Ti con $300\text{-}430 \text{ kg ha}^{-1}$. El Zn, Pb, Sr, Zr, y Cr, tienen una acumulación de entre 10 y 40 kg ha^{-1} , mientras que los demás elementos presentan acumulaciones entre los 2 y 8 kg ha^{-1} . Así pues, la acumulación a largo plazo está dominada principalmente por el aporte de elementos litogénicos (Fe, Ti) procedentes de la erosión de los suelos, y por los de origen marino (Br) que son aportados a la turbera debido a su proximidad a la costa. No obstante, cuando se consi-

dera la acumulación en épocas recientes (últimos 500 y 300 años) destacan elementos tales como el Zn, Mn, Pb y As, para los cuales entre la mitad y las tres cuartas partes de la acumulación total ha ocurrido en época histórica, o como el Cr, Ni y Cu para los cuales entre la cuarta parte y la mitad de la acumulación es reciente. Es decir, los datos revelan una importancia creciente de los procesos de contaminación atmosférica por actividades humanas. Por otro lado, además de la influencia global y regional en la deposición de metales aportados por vía atmosférica, estos resultados también evidencian la acción de fuentes locales de contaminación. Las emisiones de la central térmica de As Pontes, situada en las cercanías de la Serra do Xistral, en funcionamiento desde finales de la década de los años 70 del siglo XX, podrían ser responsables de las elevadas concentraciones de metales como Pb, Hg, Mn, Zn o As, encontradas en las capas más superficiales de turba.

CONCLUSIONES

Las turberas son ecosistemas comunes en las regiones montañosas del noroeste de la Península Ibérica. Se formaron en áreas que estuvieron sometidas a la acción de los glaciares, generalmente por colmatación de depresiones, y por paludización en áreas oceánicas con alta precipitación y en áreas donde la acción humana indujo un flujo elevado de agua. Mientras que las turberas minerotróficas se pueden encontrar en todo el área de distribución de estos ecosistemas, las ombrotólicas de cobertor son exclusivas de los sectores oceánicos de las montañas septentrionales.

Las tasas de crecimiento de las turberas son similares a las encontradas en otras zonas del mundo donde estas formaciones ocupan amplias extensiones, aunque, en este caso, las tasas de descomposición son relativamente mas altas. Los ritmos de crecimiento en espesor dependen de la edad. La adición de masa por unidad de tiempo parece estar condicionada por la edad y el tipo de turbera y, para las formaciones más antiguas, tiende a ser más alta en las ombrotólicas que en las minerotróficas.

Entre sus propiedades físico-químicas destacan la baja densidad de la turba (un valor medio de 0.2 Mg m^{-3}), una densidad de partículas media de 1.5 Mg m^{-3} , elevados contenidos en C orgánico (15-57 %) y cantidades variables de N (0.1-1.7%) y S (0.2-2.6%) totales, con fuertes variaciones en la acumulación dependientes de las condiciones ambientales en las que evolucionó la turbera. Existen niveles fábricos, hémicos y sápricos, aunque el grado de descomposición es bajo en los niveles de turba y relativamente alto en la transición al suelo mineral y en los horizontes A de los suelos basales –cuando éstos están presentes-. Con alguna excepción local, Mg y Ca son los cationes dominantes en el complejo de intercambio de las turberas ombrotólicas y Al y H^+ en las minerotrófi-

cas, aunque existen variaciones con la profundidad en las turberas analizadas. La materia orgánica está fuertemente insaturada en metales, tendiendo a aumentar el grado de insaturación con la profundidad a medida que aumenta el grado de descomposición de la turba.

Trabajos recientes han demostrado que las turberas constituyen archivos de la deposición atmosférica de muchos metales y elementos traza procedentes tanto de fuentes globales como locales, pero, además, en ellas se encuentra información sobre la historia del cambio climático. Como han demostrado recientemente Martínez Cortizas *et al.* (1999), la acumulación de Hg y la especiación térmica de las formas de este metal acumuladas en los diferentes niveles de turba, guardan un registro de las condiciones de humedad y temperatura que caracterizaron el momento en que la deposición de este metal tuvo lugar.

Aunque es preciso realizar mucho más trabajo para lograr una mejor comprensión de estos ecosistemas únicos, tanto en cantidad de turberas analizadas, como en calidad y variedad de análisis (otros metales y elementos traza, más dataciones y más precisas, especiación y movilidad de metales en la turba, caracterización de los componentes orgánicos, etc.), es conveniente destacar la necesidad de protección y conservación para el futuro de estos ecosistemas, por su importancia ecológica, la especial flora que los coloniza y la fauna que los habita y por su papel en la regulación de los sistemas hidrológicos de las áreas en que se ubican. Si cada uno de estos motivos por separado es suficiente para justificar una especial atención, cuidado y vigilancia de estos ecosistemas, en ellos se oculta un largo registro de la historia del clima del pasado, de la actividad del hombre y de su influencia en las condiciones ambientales y en el Cambio Global. Aunque parte de este registro ha comenzado a ser des-

cifrado en tiempos recientes, queda gran cantidad de información todavía oculta en las turberas y es responsabilidad de todos que no se pierda para ésta y para futuras generaciones.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado en parte por la Consellería de Educación e Ordenación Universitaria de la Xunta de Galicia (proyectos XUGA20001A95 y XUGA200010B98). Los autores agradecen los útiles comentarios y contribuciones de Peter Buurman y Ed Meijer, Department of Soil Science and Geology, Universidad de Wageningen, Holanda; Ward Chesworth, Land Resource Science Department, Universidad de Guelph, Canada; Felipe Macías y Carmina Nieto, Departamento de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Santiago de Compostela; Steve Norton, Bryan Global Science Center, Universidad de Maine, Estados Unidos; William Shotyk, Institute of Geology, Universidad de Berna, Suiza; y Domink Weiss, Imperial College, Londres, Inglaterra.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aaby, B. (1986). Paleoeological studies of mires. En B.E. Berglund (ed) "*Handbook of Holocene palaeoecology and paleohydrology*", 145-164. John Wiley & Sons, New York.
- Aira, M.J. (1986). *Contribución al estudio de suelos fósiles, de montaña y antropógenos de Galicia, por análisis polínico*. Tesis Doctoral. Fac. Farmacia. Univ. Santiago de Compostela.
- Aira, M.J., Saa, P., López, P. (1992). Cambios del paisaje durante el Holoceno: análisis de polen en turberas (Galicia, España). *Revue Paléobiologie* **11**, 243-254.
- Bellot, F., Vieitez, E. (1945). Primeros resultados del análisis polínico de las turberas galaicas *Anal. Inst. Edafol. Ecol. & F. Veget.* **2**, 281-303.
- Benito, E., Soto, B., Díaz-Fierros, F. (1991): *Soil erosion studies in NW Spain*. En M. Sala, J.L. Rubio y J.M. García-Ruiz (eds) "Soil Erosion Studies in Spain", 55-74. Geoforma Ediciones, Logroño.
- Botch, M.S., Masing, V.V. (1983). Mire ecosystems in the USSR. En J.P. Gore (ed) "*Ecosystems of the world, 4B, Mires: swamp, bog, fen and moor, Regional Studies*", 95-152. Elsevier, Amsterdam.
- Chambers, F. (1988). Archaeology and the flora of the British Isles: The moorland experience. En M. Jones "*Archaeology and the Flora of the British Isles*", Oxford University Committee for Archaeology, Monograph **14**, 107-115.
- Cheburkin, A. K., Shotyk, W. (1996). An energy - dispersive miniprobe multielement analyzer (EMMA) for direct analysis of Pb and other trace elements in peat. *Fresenius J. Anal. Chem.* **354**, 688-691.
- Clymo, R.S. 1983. Peat. En: Gore, A.J.P. (ed.), "*Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor*". Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 159-224.
- Clymo, R.S. (1984). The limits to peat growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* **303**, 605-654.
- Damman, A.W.H. (1988). Regulation of nitrogen removal and retention in Sphagnum bogs and other peatlands. *Oikos* **51**, 291-305.
- Dimbleby, G. W. (1985). *The palynology of archaeological sites*. Academic Press. London.
- Driessen, P.M. (1978). Peat soils. *Soils & Rice*. 763-779.

- Eggelsmann, R.; Heathwaite, A.L.; Grosse-Brauckmann, G.; Kuster, E.; Naucke, W.; Schuch, M. & Schweickle, V. 1993. Physical processes and properties of mires. Mires: definitions and form. En: Heathwaite, A.L. & Göttlich, Kh. (eds.), "Mires: process, exploitation and conservation". John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, Cap.4, pp:171-262.
- European Commission. (1996). *Interpretation manual of European Union Habitats*. European Commission, DG XI – Environment, Nuclear Safety and Civil Protection.
- F.A.O. (1990). *Soil Map of the World. Revised legend*. FAO, Rome.
- Fernández Rodríguez, C., Ramil Rego, P. (1995). Fechas ^{14}C en yacimientos arqueológicos, depósitos orgánicos y suelos de Galicia. *Gallaecia* **13**, 433-445.
- Glooschenko, W.A., Capobianco, J.A. (1982). Trace element composition of Northern Ontario peats. *Environ. Sci. & Technol.* **16**, 187-188.
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climate warming. *Ecological Applications* **1**, 182-195.
- Gorham, E. 1995. The biogeochemistry of northern peatlands and its possible responses to global warming. En: Gorham, E.; Woodwell, G.M. & Mackenzie, F.T. (eds.), *Biotic feed backs in the global climatic system*. Oxford University Press, Oxford. Cap.9:169-186.
- Hemond, H.F. (1980). Biogeochemistry of Thoreau's Bog, Concord, Massachusetts. *Ecological Monographs* **50**, 507-526.
- Janssen, C.R. (1994). Palynological indications for the extent of the impact of man during Roman times in the western part of the Iberian Peninsula. En B. Frenzel (ed) *Evaluation of land surfaces cleared from forest in the Mediterranean region during the time of the Roman empire*, Palaeoclimate Research, 15-22. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Jato, M.V. (1974). *Contribución a la cronología de suelos por análisis de polen*. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias. Univ. Santiago de Compostela.
- Kossel, U. (1996). Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glaciar en la Sierra de Ancares (León-Lugo-Asturias). En A. Pérez-Alberti, P. Martini, P., W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas, (eds), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, 131-142. Xunta de Galicia.
- Laplainen, E. (1997). *Global Peat Resources*. International Peat Society, Unesco, Geological Survey of Finland. Jyska, Finland. 368 pp.
- Leirós, M.C. (1979). *Suelos hidromorfos en Galicia*. Tesis Doctoral. Fac. Biología. Univ. Santiago de Compostela. 327 pp.
- Lynn, W.C., McKinzie, W.E., Grossman, R.B. (1974), Field laboratory tests for characterization of Histosols. En A.R. Aandahl, S.W. Buol, D.E. Hill, H.H. Bailey (eds) *Histosols: their characteristics, classification, and use*, Soil Sci. Soc. Am., Inc, Madison, Wisconsin, 11-20.
- Majakova, E. F., Proskurjakov, V. A. (1972). Some ways of complex chemical processing of peat *Proc. 4th Intern. Peat Congress*, Otaniemi, Finland, **IV**, 235-238.
- Martínez Cortizas, A. (1996). Evolución de los suelos durante el cuaternario reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (NW España). En A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas "Avances en la Reconstrucción Paleambiental de las Áreas de Montaña Lucenses", 137-161, Diputación Provincial de Lugo. Lugo.
- Martínez Cortizas, A., Moares Domínguez,

- C. (1995). *Edafología y Arqueología: estudio de yacimientos arqueológicos al aire libre en Galicia*. Consellería de Cultura. Xunta de Galicia. 199 pp.
- Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A. (coords). 2000. Atlas Climático de Galicia. Consellería de Medio Ambiente, Xunta de Galicia. 210 pp.
- Martínez Cortizas, A., Ramil Rego, P., García-Rodeja, E., Moares Domínguez, C. (1993). Suelos de montaña y ciclos de estabilidad/inestabilidad de las vertientes en Galicia. En A. Pérez Alberti, L. Guitián Rivera y P. Ramil "La Evolución del Paisaje en las Montañas del Entorno de los Caminos Jacobeos", 107- 123. Xunta de Galicia.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., Nóvoa-Muñoz, J. C., García-Rodeja, E. (1997). Four thousand years of atmospheric Pb, Cd and Zn deposition recorded by the ombrotrophic peat bog of Penido Vello (Northwestern Spain). *Water Air and Soil Pollution* **100**, 387-403.
- Martínez Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., García-Rodeja, E., Nóvoa-Muñoz, J. C., Shotyk, W. (1999). Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science* **284**, 939-942.
- Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., Franco Maside, S., García-Rodeja, E. (2000). Evolución del paisaje durante el Holoceno en Galicia (NW de la Península Ibérica). En F. Díaz del Olmo, D. Faust y A.I. Porras "Environmental Changes During the Holocene", 61-64. INQUA – Commission of the Holocene.
- Molinero, A., Polo, A., Dorado, E. (1984). Características físico-químicas de la turbera de Vivero (Lugo). *Anal. de Edaf. & Agrobiol.* **43**, 1107-1122.
- Moore, P.D. (1975). Origin of blanket mires. *Nature London* **256**, 267-269.
- Moore, P.D. (1984). *European mires*. Academic Press, London.
- Moore, P.D. (1986). Hydrological changes in mires. In: Berglund, B.E., (ed) *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, John Wiley & Sons Ltd., 91-107.
- Motzkin, G. (1994). Calcareous fens of western New England and adjacent New York State. *Rhodora* **96**, 44-68.
- Pérez Alberti, A., Covelo, P. (1996). Reconstrucción paleoambiental de la dinámica glaciár del Alto Bibei durante el Pleistoceno reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pías (Noroeste de la Península Ibérica). En A. Pérez-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, 115-130. Xunta de Galicia.
- Pontevedra-Pombal, X. (1995). *Histosoles de la Serra dos Ancares (Galicia)*. Tesis de Licenciatura. Dpto. Edafología, Fac. Biología, Univ. Santiago de Compostela.
- Pontevedra Pombal, X., García-Rodeja, E., Martínez Cortizas, A. (1996a). Caracterización edafo-geomorfológica de las turberas del as "Serras Orientais" de Galicia. En A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds) "Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios" 243-259. Xunta de Galicia.
- Pontevedra Pombal, X., Martínez Cortizas, A., García-Rodeja, E. (1996b). Caracterización físico-química de depósitos orgánicos en la Serra dos Ancares (NW Ibérico): origen y evolución. En A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (eds) "Avances en la Reconstrucción Paleomabiental de las Áreas de Montaña Lucenses", 91-119, Diputación Provincial de Lugo. Lugo.

- Puga, M. (1982). *Suelos sobre gabros en Galicia*. Tesis Doctoral. Fac. Biología. Univ. Santiago de Compostela.
- Ramil, P. (1993). La vegetación cuaternaria de las Sierras Septentrionales de Lugo a través del análisis polínico. Tesis Doctoral. Facultad de Biología, Universidad de Santiago de Compostela.
- Ramil, P., Aira Rodríguez, M.J. (1993). Estudio de la turbera de Pena Veira (Lugo). *Anales Jardín Botánico de Madrid* **51**, 111-122.
- Ramil, P., Taboada Castro, M.T., Aira Rodríguez, M.J. (1993). Estudio palinológico y factores de formación de la turbera de Gañidoira (Lugo, España). En M.P. Fumanal y J. Bernabeu "Estudios sobre Cuaternario: Medios Sedimentarios, Cambios Ambientales, Hábitat Humano", 191-197. Departament de Geografia, Universidad de Valencia – Asociación Española para el Estudio del Cuaternario.
- Ramil, P., Aira, M.J., Taboada, M.T. (1994). Análisis polínico y sedimentológico de dos turberas en las Sierras Septentrionales de Galicia (N.O. de España). *Rev. Paléobiologie* **13**, 9-28.
- Ramil, P., Rodríguez Oubiña, M.A., Muñoz Sobrino, C. (1996). Distribución, génesis y caracterización botánica de las turberas ombrotóricas de Galicia. *XII Biental de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Tomo Extraordinario – 15 Aniversario*, 253-256.
- Rochette, A.M. (1992). O Homen e o meio no Holocénio portugués. Paleo-ambientes e erosao. *Mediterráneo* **1**, 89-109.
- Rochette, A.M., Deneffe, M., Vergne, V. (1991). L'importance du facteur anthropiques dans l'apparition des milieux tourbeux; l'exemple des Montagnes Occidentales du centre-nord du Portugal. *Cadernos de Geografia*, 10. IEG, Coimbra.
- Rodríguez Oubiña, J. (1986). *Estudio fitosociológico de las brañas de la provincia de A Coruña*. Tesis Doctoral, Fac. Farmacia, Univ. Santiago de Compostela.
- Shotyk, W. (1996). Peat bog archives of atmospheric metal deposition: geochemical evaluation of peat profiles, natural variations in metal concentrations and metal enrichment. *Environ. Rev.* **4**, 149-183.
- Soil Survey Staff. (1997). *Keys to Soil Taxonomy*. Soil Conservation Service, USDA. Pocahontas Press, Inc.
- Stieperaere, H., Rodríguez Oubiña, J., Izco, J. (1988). Distribution and ecology of *Sphagnum pylaesii* Brid. in Northern Spain. *J. Bryol.* **15**, 199-208.
- Taboada, M.T., Aira, M.J., Diaz-Fierros, F. (1993). Formación de turberas en la Sierra de O Bocelo. Relación con las condiciones paleoambientales del holoceno. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **18**, 365-377.
- Taylor, J. A., Smith, R. T. (1972). Climatic peat - a misnomer? *Proc. 4th Intern. Peat Congress*, Otaniemi, Finland **1**, 471-484.
- Tolonen, K. (1979). Peat as a renewable resource: long-term accumulation rates in North European mires. *Procc. Intern. Symp. Classification of Peat and Peatlands*, 282-296. Hyytiala, Finland. Internatinoal Peat Society, Helsinki, Finland.
- Tornqvist, T.E., Joosten, J.H.J. (1988). On the origing and development of Subatlantic "man-made" mire in galicia (northwest Spain). *Procc. of the 8th Intern. Peat Congress* **1**, 214-224. Leningrad.
- Tornqvist, T.E., Janssen, C.R., Pérez-Alberti, A. (1989). Degradación antropogénica de la vegetación en el noroeste de Galicia durante los últimos 2500 años. *Cuadernos de Estudios Gallegos* **38**, 175-198.

- Torras Troncoso, M. A. (1982). *Aplicación del análisis polínico a la datación de paleosuelos en Galicia*. Tesis Doctoral. Dpto. Biol. Vext. Fac. Biología. Univ. Santiago de Compostela.
- Valcárcel, M. (1996). Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en el Galicia (NW de la Península Ibérica): estado de la cuestión. En A. Pérez Alberti y A. Martínez Cortizas (eds) "Avances en la Reconstrucción Paleoambiental de las Áreas de Montaña Lucenses", 11-38. Diputación Provincial de Lugo. Lugo.
- Valcárcel, M. (1999). *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el noroeste de Galicia: Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses*. Tesis de Doctorado, Departamento de Geografía, Universidad de Santiago.
- Van der Brink, L. M., Janssen, J. M. (1985). The effect of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra da Estrela, Portugal. *Rev. Palaeob. Palyn.* **44**, 193-215.
- Van Lierop, W. (1981). Laboratory determination of field bulk density for improving fertilizer recommendations of organic soils. *Can. J. Soil Sci.* **61**, 475-482.
- Van Mourik, J.M. (1986). *Pollen profiles of slope deposits in the Galician area (N.W. Spain)*. Nederlandse Geografische Studies **22**, 171 pp.
- Weiss, D., Shotyck, W., Cheburkin, A. K., Gloor, M. (1998). *Analyst* **123**, 2097-2102.
- Zak, D.R. & Grigal, D.F. (1991). Nitrogen mineralization, nitrification and denitrification in upland and wetland ecosystems. *Oecologia* **88**, 189-196.
- Zurek, S. (1976). The problem of growth of the Eurasia Peatlands in the Holocene. *Procc. Fifth Intern. Peat Congress* **2**, 99-122. Poznan, Poland. International Peat Society, Helsinki, Finland.

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 feldspatos 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 “emparedamiento”, 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 feldespatos 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 dístricos, 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 dístricos, 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 feldespatos. 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-

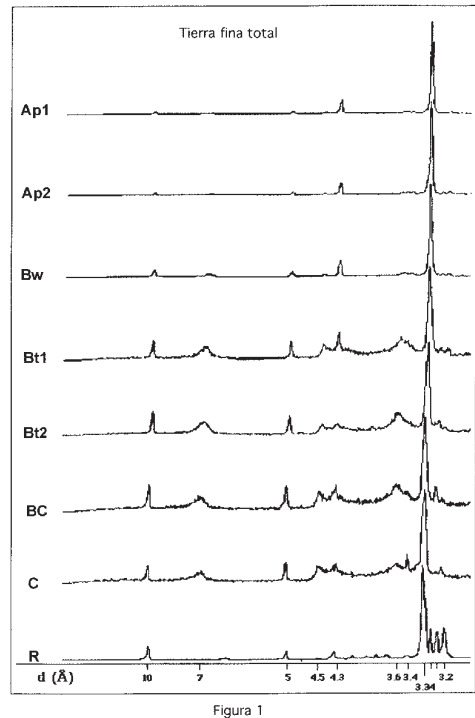


FIGURA 1. Composición mineralógica de cada horizonte y su relación con la roca madre.

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-

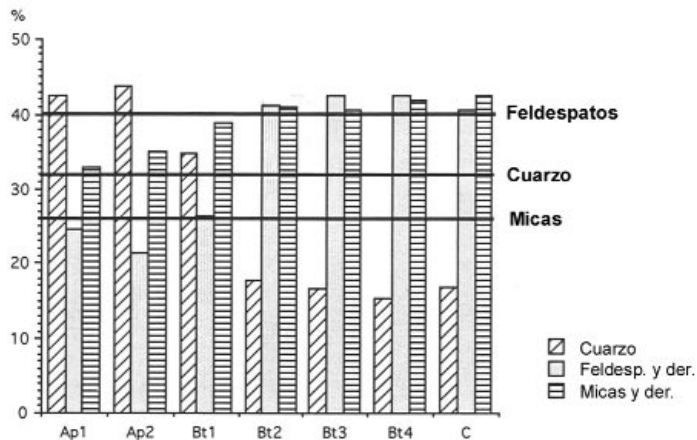


FIGURA 2. Distribución de los feldespatos y derivados en el perfil.

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

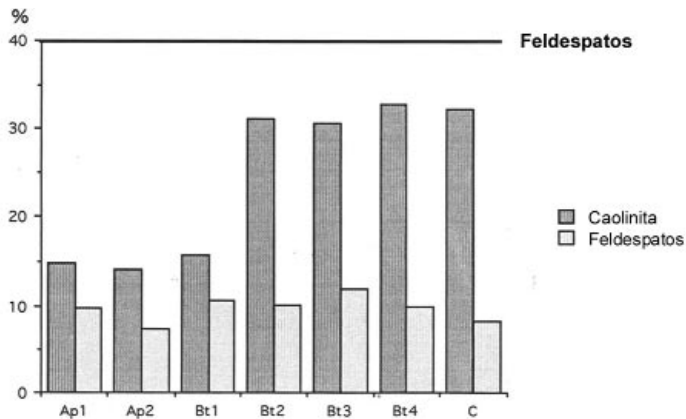


FIGURA 3. Relación entre caolinita y feldespatos.

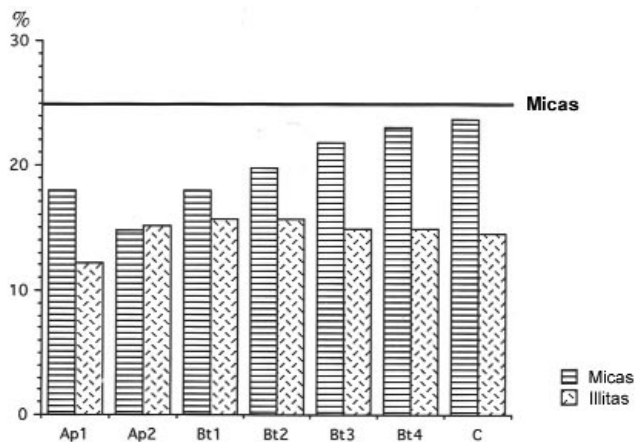


FIGURA 4. Relación entre micas e illitas en el perfil.

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

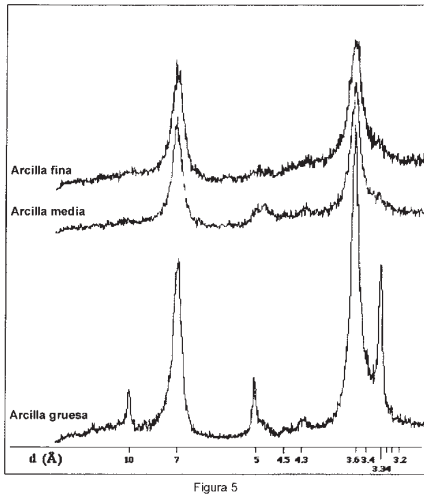


FIGURA 5. Patrón de difracción de rayos X de las diferentes fracciones de arcilla.

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 (Dorrnsoro 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 Tprrent, J. (1987). Origin of red-yellow mottling in a feric Acrisol of southern Spain. *Zeitschrift FürPflanzener-nährung und Bodenkunde*, 150, 308-313.
- Brewer, R. (1964). *Facric and mineral analysis of soils*. John Wiley and Sons. New York.
- Bullock, P., Fedonroff, 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 Piedmond. 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 Aaguilar, 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 Pflanzener-nährung und Bodenkunde*, 155 (5,6), 473-478.
- Gallardo, J., Aleixandre, 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.

APTITUD PARA DIFERENTES CULTIVOS Y ESPECIES FORESTALES DE LOS CAMBISOLES DE EXTREMADURA (ESPAÑA).

L.F. FERNANDEZ POZO y A. GARCIA NAVARRO

Area de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. 06071. Badajoz.

Abstract. The soil, as limited good and due to increasing population is in great demand, among others the agricultural use of it. In this sense, placing the crops in optimal conditions of the environment results essential to obtain the highest usable quality and quantity, without the environment being altered. In this work, we have applied specific evaluations methods developed in Mediterranean ecosystem to establish the suitability of different crops that cambisols from Extremadura present, at the same time we have selected species for afforestation that adapt better to characteristics of these soils, climate, and place in the Southwest of the Iberian Peninsula. The results that have been obtained indicate to us that the crops of potatoes and corn, with superficial limitation caused by the carbonate in content and texture, are the most appropriated, whereas the selected forest species are: *Quercus suber*, *Pinus pinea* and *Quercus pyrenaica*.

Key words. *Cambisols, Specific evaluation, Extremadura*

Resumen. El suelo, como bien escaso y debido al aumento de población, hace que se encuentre sujeto a grandes demandas, entre otras el uso agrícola del mismo. En este sentido resulta imprescindible el situar los cultivos en condiciones óptimas del medio para obtener el máximo rendimiento en calidad y cantidad sin que aquél se vea significativamente alterado. En este trabajo hemos aplicado unos métodos de evaluación específicos desarrollados en ecosistema mediterráneo para establecer la aptitud de diferentes cultivos que presentan los cambisoles de Extremadura, a la vez que hemos seleccionado las especies forestales de repoblación de mejor adaptación a las características de estos suelos, clima y lugar en el suroeste peninsular. Los resultados obtenidos indican que son los cultivos de maíz y patata, con una limitación ligera ocasionada por la textura y contenido en carbonatos, los más apropiados, mientras que las especies forestales seleccionadas son Alcornoque, Pino piñonero y Rebollo.

Palabras clave. *Cambisol, Evaluación específica, Extremadura*

INTRODUCCION

Tradicionalmente el uso del suelo, como fuente de alimentación, se ha encuadrado como la segunda actividad humana, tras la caza asociada a la ganadería (Martínez Garzón, 1990). Hoy en día se entiende que el suelo es un bien escaso y, en el contexto anterior, se encuentra sujeto a una creciente demanda debido al aumento de población.

Por ello y por los cambios experimentados en la concepción de la agricultura, sobre todo debido a las consecuencias de la aplicación de la Política Agraria Comunitaria, se debe esforzar en colocar a la planta cultivada en las condiciones óptimas del medio ambiente para obtener el máximo rendimiento en calidad y cantidad sin que aquél se vea significativamente alterado. La presión sobre los espacios

TABLA 1. Evolución de la superficie ocupada (Ha) por los distintos cultivos. 1995-96

Cultivos	Superficie (Has)		% Δ
	1995	1996	
Arroz	170	19431	11330.0
Maíz	14650	50000	241.3
Leguminosas	43566	59990	37.7
Hortícolas	43574	44379	1.9
Otros leñosos	8166	8087	-1.0
Vid	81843	79587	-2.8
Olivar	259903	251450	-3.4
Frutales	23297	22023	-5.8
Cereales	285675	272250	-5.9
Industriales	17999	16395	-9.8
Forrajeros	136880	121855	-12.3
Oleaginosas	122907	103515	-18.7
TOTAL	1038630	1048962	1.0

agrarios tradicionales, de índole social, económica y política tiene como consecuencia el abandono de muchos de ellos o la implantación de otros cultivos con el consecuente cambio en el manejo de esos agrosistemas primitivos, además de un cambio en el uso del suelo como resultado del desarrollo urbano y/o industrial que se traduce en un desplazamiento de la agricultura hacia otras zonas que, por lo general, suelen ser áreas marginales. Estos cambios se traducen en un deterioro del medio ambiente al introducirse en ellos una acción antrópica que modifica los ciclos naturales en el nuevo asentamiento en cuestión. El objetivo principal de los sistemas de evaluación de suelos es la distribución en la ocupación del mismo, entre sus posibles usos, así como de su explotación agrícola con el mantenimiento del potencial productivo. No obstante, un objetivo que debería incluirse es que el mantenimiento de ese potencial productivo sea acorde con el mantenimiento de la calidad del suelo, entendiendo como tal la disminución de impactos negativos en el agrosistema.

En un trabajo anterior, (Fdez. Pozo et al. 1999) expusimos los motivos por los que decidimos evaluar los cambisoles de Extremadura y las características que presentan estos suelos en nuestra región, no obstante podemos indicar algunas variaciones aparecidas en la bibliografía en cuanto a aspectos económicos, ya que mientras la superficie ocupada por cultivos prácticamente no ha experimentado variación, se ha producido un aumento del 1%, no obstante por cultivos encontramos cambios significativos, Tabla 1, destacando el gran incremento en la superficie destinada a cultivos de arroz, más del 100 veces, este hecho es debido a la interrupción del prolongado período de sequía iniciándose una campaña de riego sin restricciones, motivo este que también ha condicionado el aumento de las superficies destinadas a maíz en contraposición a los cultivos de oleaginosas, que se había instaurado por su menor requerimiento de riego, especialmente los cultivos de girasol. En su conjunto las oleaginosas han experimentado un retroceso estimado en

casi el 20% de la superficie destinada a las mismas.

En el apartado económico, en 1995 el sector agrario en Extremadura representaba el 12.2% de su P.I.B., y en 1996 pasó a ser el 16.8%, a escala nacional se ha reducido del 8.9% al 5.5%. Sin embargo, esta magnitud es inversamente proporcional a la tasa de empleo agrario, ya que en Extremadura se ha pasado del 19 al 16.9%, mientras que en el conjunto español el descenso ha sido menos acusado, del 8.9 al 8.7% (Caja Badajoz, 1997).

MATERIALES Y METODOS

En el trabajo anteriormente citado, (Fdez. Pozo et al. 1999) se evaluaron los cambisoles de Extremadura en cuanto al establecimiento de la Capacidad General de Uso del suelo y de los Indices de Productividad Potencial para Cultivos, Pastos y Uso Forestal. En este presentamos los resultados de la evaluación en cuanto a la Aptitud de los

mismos suelos para diferentes cultivos y una selección de especies forestales de repoblación, empleando como metodología la utilizada para el desarrollo del paquete MicroLEIS 4.1 (De la Rosa, 1996). A grandes rasgos para la estimación de la aptitud para diferentes cultivos se tienen en cuenta aspectos edáficos, profundidad útil, textura, drenaje, nivel de carbonatos y de salinidad, saturación en bases y grado de desarrollo del perfil del suelo. Los cultivos considerados son 12, agrupados en anuales, trigo, maíz, melón, patata, soja, algodón, girasol y remolacha; semianuales, alfalfa y perennes, melocotón, cítricos y olivo. Son 22 los árboles de ambiente mediterráneo considerados en el módulo correspondiente a especies forestales. Esta selección se realiza teniendo en cuenta aspectos de lugar; latitud, altitud y posición fisiográfica; de clima, temperatura máxima y mínima mensual y precipitación anual y edáficos; profundidad útil, textura, drenaje y pH.

TABLA 2. Datos de lugar, suelo y clima empleados

PARAMETROS	Unidad 1	Unidad 2	Unidad 3	Unidad 4
P.útil(cm)	60 – 90	60 – 90	30 – 60	60 – 90
Rociedad	ESCASA	ESCASA	ESCASA	FRECUENTE
Pedregosidad	FRECUENTE	FRECUENTE	ESCASA	FRECUENTE
Textura	EQUILIBRADA	LIGERA	EQUILIBRADA	LIGERA
Drenaje	BUENO	BUENO	BUENO	BUENO
Pendiente(%)	2 – 8	2 – 8	2 – 8	8 – 16
pH	6 – 7	5 – 6	>8	<5
Ce(mmohs/cm)	<1	<1	<1	<1
Alcal.(Na/T)	<5	<5	<5	5 – 10
C.orgánico(%)	<1	<1	<1	1 – 2
CIC(meq/100gr)	10 – 15	5 – 10	>15	5 – 10
V(%)	50 – 75	35 – 50	>75	35 – 50
Carbonatos(%)	<2	<2	>10	<2
Nº meses secos	4	4	5	4

TABLA 3. Aptitud para los cultivos.

UNIDAD	C1								C2		C3	
	Trg	Maz	Mel	Pat	Soj	Alg	Gir	Rem	Alf	Mlc	Cit	Olv
1a	T3	T3	P3	T3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3
	C3		T3		T3	T3	T3	T3	T3			T3
1b	C3	T2	P2	T2	C3	P2	C3	C3	C3	P3	P3	P3
		C2	T2	C2		T2						C3
1d	T3	T3	P3	T3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3	P3
	C3		T3		T3	T3	T3	T3	T3	D3	D3	D3
2a	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	P3	P3	P3
	C3				C3		C3	C3	C3	T3	T3	T3
2b	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T3	P3	P3	P3
	C3				C3		C3	C3	C3	T3	T3	T3
2c	T3	P2	P2	T2	T3	P2	T3	T3	T3	P3	P3	P3
	C3	T2	T2	C2	C3	T2	C3	C3	C3			C3
2d	C2	C2	A2		C2							
	A2	A2										
3	T4	T4	T4	T4	T4	T4	T4	T4	T4	P3	P3	P3
									T3	T3	T3	C3
4	T3	T3	T3	T3	T3	T3	T5	T3	T3	P3	P3	P3
	C3				C3		C5	C3	C3			C3
4	P2	P2	P3	P2	P3	P3	P3	P3	P3	P4	P4	P4
	T2	T2		T2								
	C2	C2		C2								

C1: Cultivos anuales

C2: Cultivos semianuales

C3: Cultivos perennes

Trg: Trigo

Maz: Maíz

Mel: Melón

Pat: Patata

Soj: Soja

Alg: Algodón

Gir: Girasol

Rem: Remolacha

Alf: Alfalfa

Mlc: Melocotón

Cit: Cítricos

Olv: Olivo

P: Profundidad útil

T: Textura

D: Drenaje

C: Carbonatos

S: Salinidad

A: Sat. en Na

G: Grado de desarrollo del perfil

1: Sin limitaciones

2: Limitación ligera

3: Limitación moderada

4: Limitación severa

5: Limitación muy severa

RESULTADOS Y DISCUSION

En la tabla 2 se muestran los valores medios ponderados de los parámetros utilizados en la evaluación de los suelos.

Aptitud de los Suelos para Diferentes Cultivos

Diez zonas han sido evaluadas en cuanto a su aptitud para diferentes cultivos, correspondiéndose a aquellas cuya Capacidad General de Uso es clase N1 o S. También se han considerado las áreas que, perteneciendo a la clase N2, el índice de productividad potencial para cultivos es pobre. Los resultados se observan en la tabla 3.

Subunidad 1a.- La aptitud para los cultivos considerados es moderada, presentándose como factor limitante la textura para los cultivos anuales, semianuales y olivo y la profundidad para los perennes melocotón y cítricos. Se consideran los cultivos más aptos maíz y patata en los que sólo aparece la textura como factor limitante y melocotón y cítricos cuando lo es la profundidad útil. En el resto los factores limitantes son textura y profundidad útil y en algunos también el contenido en carbonatos.

Subunidad 1 b.- En esta subunidad maíz y patata adquieren una aptitud elevada, estableciéndose como factores limitantes causantes de esta calificación textura y contenido en carbonatos. Otros cultivos con aptitud elevada son melón y algodón, aunque en éstos aparecen otros factores limitantes, profundidad y saturación en Na. Para el resto de los cultivos la aptitud es moderada siendo el factor limitante el contenido en carbonatos para anuales y semianuales y profundidad para perennes.

Subunidad 1 d.- Presenta el mismo comportamiento que la subunidad 1 a, se diferencia en que aparece como factor limitante el drenaje en los cultivos perennes.

Subunidades 2 a y 2 b.- Los cultivos de maíz, melón, patata y algodón son los de mejor grado de aptitud, moderada, estable-

ciéndose como factor limitante la textura. En todos los cultivos considerados aparece ese como tal. En el resto de anuales y semianuales se le une el contenido en carbonatos y la profundidad útil para los perennes.

Subunidad 2 c.- La textura, profundidad útil y el contenido de carbonatos para algodón y la saturación en Na sustituyendo a la profundidad útil para patata, hacen que el grado de aptitud para estos cultivos sea elevado. Para maíz y melón, y con el mismo grado de aptitud, se establecen esos cuatro parámetros como limitantes. El resto de cultivos anuales y alfalfa presentan una aptitud moderada debido a textura y contenido en carbonatos, en los cultivos perennes es profundidad y en el caso del olivo también el contenido en carbonatos.

Subunidad 2 d.- El factor limitante común a todos los cultivos considerados es la textura. La limitación es severa en el caso de los cultivos anuales y la alfalfa y es moderada para los perennes, en los cuales también aparece la profundidad y el contenido en carbonatos en el caso del olivo.

Unidad 3.- La textura es el parámetro que establece la aptitud de estos suelos para los cultivos anuales y semianuales, mientras que es la profundidad en el caso de los perennes. La limitación textural es moderada a excepción de los cultivos de girasol que es muy elevada, uniéndose con la misma consideración el nivel de carbonatos. Son los cultivos de maíz, melón, patata, algodón, melocotonero y cítricos los de mejor adaptabilidad a las características edáficas de estos suelos; en los dos últimos el parámetro causante de tal aptitud es la profundidad útil.

Unidad 4.- La profundidad es el factor que determina el grado de aptitud para esta unidad, limitación ligera para trigo, maíz y patata junto con textura y contenido en carbonatos. Limitación moderada para el resto de anuales y alfalfa y severa para el conjunto de los perennes a causa de la profundidad útil.

En la figura 1 se representa un mapa de

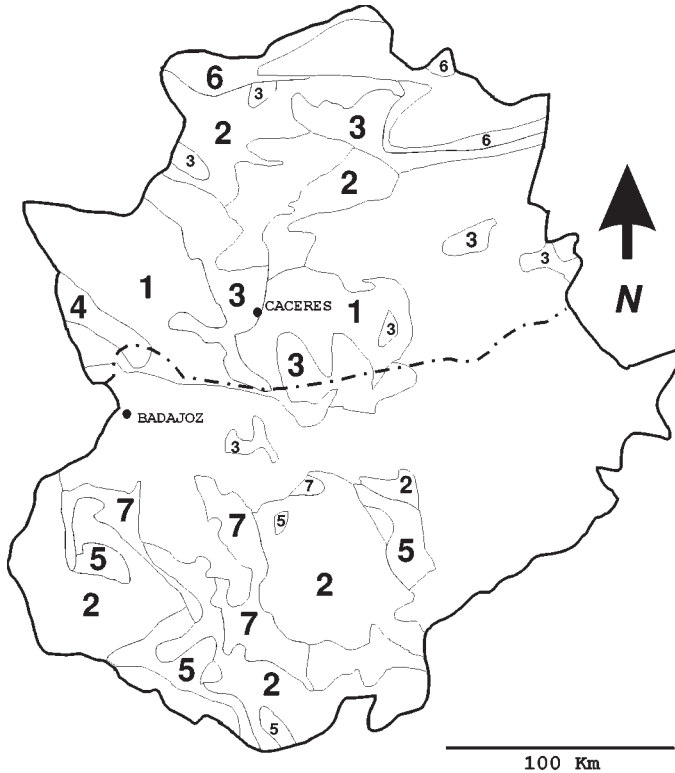


FIGURA 1. Mapa de recomendación de cultivos.

1	Maíz, Patata, Melocotón y Cítricos	5	Melocotón y Cítricos
2	Maíz y Patata	6	Maíz, Melón, Patata, Algodón, Melocotón y Cítricos
3	Maíz, Melón, Patata y Algodón	7	Trigo, Maíz y Patata
4	Patata y Algodón		

los cultivos más apropiados en cada una de las unidades de cambisoles.

Especies Forestales de Repoblación

Aquellas unidades y subunidades cuya Capacidad General de Uso las incluye en las clases N1 o N2, han sido evaluadas para establecer las especies forestales de repoblación más adecuadas a sus características tanto edá-

ficas como climáticas y de lugar. Los resultados se exponen en la tabla 4.

Subunidad 1a y 2a.- De las 22 especies consideradas, en esta subunidad son el Pino piñonero y el Alcornoque las más apropiadas, siendo el Pino piñonero la de mejor adaptación.

Subunidad 1c y 2b.- El resultado es similar que para la subunidad 1a, también se

TABLA 4. Relación de especies forestales de repoblación seleccionadas

UNIDAD	ESPECIES SELECCIONADAS
1a, 2a	Alcornoque Pino piñonero
1c, 2b	Alcornoque Rebollo Pino piñonero
2c	Alcornoque Rebollo Roble andaluz Pino piñonero
3	Alcornoque Rebollo Pino piñonero Pino silvestre
4	Algarrobo Pino carrasco

incluye el Rebollo. Las tres especies presentan el mismo grado de bondad.

Subunidad 1 d.- Ninguna de las especies consideradas se adapta a esta subunidad, de ahí que no se seleccione ninguna de ellas.

Subunidad 2 c.- El grado de adaptación es muy bajo, no obstante las especies consideradas para repoblación forestal serían las mismas de la subunidad 2 b a las que se les une el Roble andaluz.

Unidad 3.- Cuatro especies son seleccionadas para esta unidad, Pino silvestre, Pino piñonero, Alcornoque y Rebollo, no obstante ninguna de ellas adquiere la calificación de bien adaptadas.

Unidad 4.- Las especies seleccionadas son Pino carrasco y Algarrobo, pero, al igual que ocurre con el caso anterior, con una escasa adaptación a las características de la unidad.

En la figura 2 se representa un mapa de las especies forestales de repoblación más apropiadas en cada una de las unidades de cambisoles.

CONCLUSIONES

A tenor de los resultados obtenidos, podemos establecer que tras la aplicación de los métodos utilizados para evaluar los cambisoles extremeños en cuanto a su aptitud para los cultivos anuales considerados, los más apropiados son maíz y patata, con una limitación ligera ocasionada por la textura y contenido en carbonatos en la unidad 1b. El resto de los cultivos considerados presentan, en algunos casos mayor número de limitantes y en otros mayor grado de limitación. Así, para el Trigo se selecciona la unidad 4 con una limitación ligera ocasionada por profundidad útil, textura y nivel de carbonatos. Para Maíz y Patata la ya enunciada subunidad 1b, para Melón también la subunidad 1b, si bien los factores limitantes son profundidad útil, textura y contenido en carbonatos. Para Soja, Girasol y Alfalfa la subunidad 1b con limitación moderada impuesta por el nivel de carbonatos y la unidad 4 en la que el factor

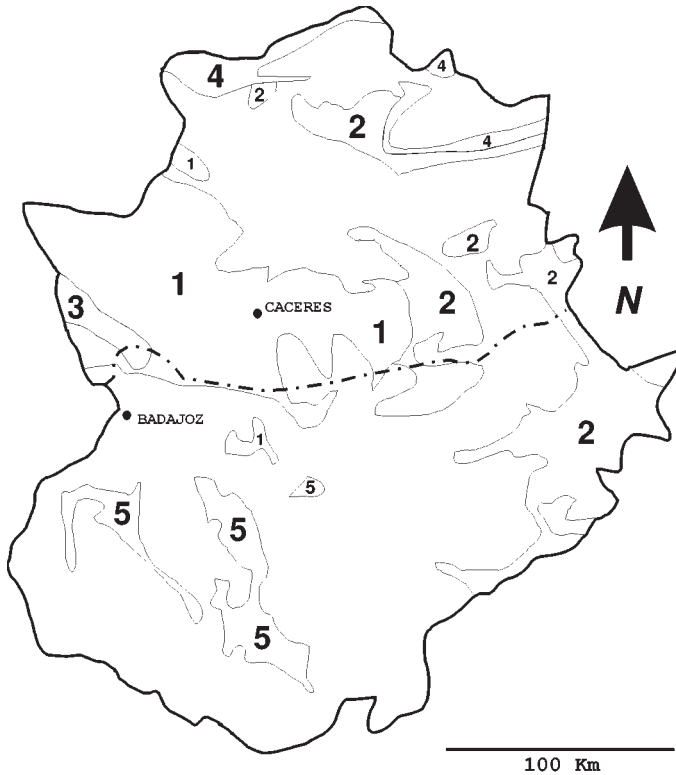


FIGURA 2. Mapa de recomendación de especies forestales de repoblación.

- | | | | |
|---|--|---|---|
| 1 | Alcornoque y Pino piñonero | 4 | Alcornoque, Rebollo, Pino piñonero y Pino silvestre |
| 2 | Alcornoque, Rebollo y Pino piñonero | 5 | Algarrobo y Pino carrasco |
| 3 | Alcornoque, Rebollo, Roble andaluz y Pino piñonero | | |

limitante es la profundidad útil. La subunidad 2c es la de mejor calificación para los cultivos de Algodón, con una limitación ligera impuesta por profundidad útil, textura y nivel de carbonatos. Melocotón y Cítricos presentan una limitación moderada en las subunidades 1a, 1b, 2c y unidad 3, en todos los casos es la profundidad útil el factor limitante. Por último los cultivos de olivos encuentran como unidades más óptimas para su desarrollo las 1b, 2c y 3, en

estas la limitación es moderada impuesta por la profundidad útil y el nivel de carbonatos.

En cuanto a las especies forestales seleccionadas para el conjunto de los cambisoles, debe destacarse que para la subunidad 1d no se ha seleccionado ninguna ya que sus características de profundidad útil, textura y drenaje, principalmente, hacen que ninguna de las especies forestales consideradas sea susceptible de desarrollarse.

Alcornoque y Pino piñonero, son las especies más aptas para su implantación, en las unidades 1a, 1c, 2a, 2b, 2c y 3. Rebollo en las unidades 1c, 2b, 2c y 3. Roble andaluz en la subunidad 2c, Pino silvestre en la unidad 3 y para la unidad 4 las especies seleccionadas son Algarrobo y Pino carrasco. Hemos de destacar que sólo el Alcornoque y Rebollo son especies autóctonas y en el caso del Alcornoque, la extracción del corcho ha experimentado, en la década 1986/95, una disminución del 6 % en cuanto al número de toneladas, si bien el valor económico de la producción ha supuesto una notable alza.

Como conclusión final del trabajo realizado, debe indicarse que los resultados obtenidos pueden permitir la realización de estudios más exhaustivos en los que puedan validarse y, en su caso, realizarse las modificaciones oportunas a los métodos de evaluación más utilizados y de mayor aceptación, puesto que una de las aplicaciones de estos bien pudiera ser la selección objetiva de zonas en las que centrar más acusadamente los estudios necesarios para conseguir uno de los objetivos de la agricultura actual, la de esforzarse en colocar a la planta cultivada en las condiciones óptimas del medio ambiente para obtener el máximo rendimiento en calidad y cantidad sin que aquél se vea significativamente alterado.

REFERENCIAS

- Caja Badajoz. (1997). La agricultura y ganadería extremeñas. Ediciones de la Caja de Ahorros de Badajoz. Badajoz. España.
- De la Rosa, D. (Ed.). (1996). MicroLEIS 4.1: Sistema Integrado para la transferencia de Datos y Evaluación Agro-ecológica de Tierras. Documentación y Software. Pub. IRNAS, CSIC. Sevilla. España. 470 pp.
- Devesa Alcaraz, J.A. (1995). Vegetación y Flora de Extremadura. Universitas Editorial. Badajoz. España. 773 pp.
- F.A.O. (1990). Mapa mundial de suelos. Leyenda revisada. F.A.O. Roma. Italia.
- Fernández Pozo, L. (1990). Cartografía y capacidad de uso de los suelos del municipio de Badajoz. Tesis Doctoral. Universidad de Extremadura. Badajoz.
- Fernández Pozo, L. y García Navarro, A. (1997). Capacidad de uso y aptitud para diferentes cultivos de los inceptisoles del término municipal de Badajoz (España). Edafología. Vol. 2. pp. 123-129.
- Fernández Pozo, L. y García Navarro, A. (1999). Capacidad de uso de los cambisoles de Extremadura (España). Edafología. (in press).
- Labrador, J. y Fernández Pozo, L. (1992). El Orden Inceptisol en el término municipal de Badajoz. III Cong. Nac. Ciencia del Suelo. Pamplona.

RESPUESTA A LA ACIDIFICACIÓN Y ADSORCIÓN DE SULFATOS EN SUELOS ÁNDICOS Y FERRÁLICOS DESARROLLADOS A PARTIR DE ANFIBOLITAS EN GALICIA (NW ESPAÑA)

M. CAMPS ARBESTAIN y F. MACÍAS

Universidad de Santiago de Compostela, Dpto. Edafología y Química Agrícola, Facultad de Biología, 15706-Santiago de Compostela.

Abstract. In this study SO_4^{2-} sorption and acidification processes related to external inputs were investigated in two soils (Typic Fulvudand and Andic Hapludox) developed on an amphibolitic massif. These soils represent the initial and the final stages of the pedogenic processes on this material. Samples were taken from two horizons with very contrasting mineralogical characteristics: the horizon with andic properties (Ah) of the former soil, and the kandic horizon (Bo) of the latter. Sulfate sorption studies were conducted using K_2SO_4 solutions (ranging from 0.4 to 3.2 mM) adjusted to different pH values (from 2.0 to 5.5). Sorption was high in the Bo horizon, which was rich in crystalline Fe compounds, even at low SO_4^{2-} concentrations and high pH values (whithin the pH range studied), while sorption in the Ah horizon, in which Al compounds dominate in the colloidal fraction, was more pH-dependent and increased greatly at low pH values.

Key words: sulfate sorption, soil acidification, andic properties, kandic horizon, parent material.

Resumen. En este trabajo se investigó la adsorción de SO_4^{2-} y los procesos de acidificación por aportes externos en dos suelos formados sobre un macizo anfibolítico (Typic Fulvudand y Andic Hapludox), que representan las fases inicial y final de desarrollo de los procesos de edafogénesis sobre estos materiales. Se tomaron muestras del horizonte con propiedades ándicas (Ah) del primero y del horizonte kándico (Bo) del segundo, con características mineralógicas muy contrastadas entre ellos. Los estudios de adsorción de SO_4^{2-} se realizaron utilizando disoluciones de K_2SO_4 (de 0.4 a 3.2 mM) ajustadas a distintos valores de pH (de 2.0 a 5.5). La adsorción fue intensa en el horizonte Bo, rico en compuestos de Fe cristalinos, incluso a bajas concentraciones de SO_4^{2-} y valores de pH elevados (dentro del rango estudiado), mientras que la del horizonte Ah, con predominio de compuestos aluminicos en la fracción coloidal, fue mucho más dependiente del pH, incrementándose fuertemente a valores muy bajos.

Palabras clave: adsorción de sulfatos, acidificación de suelos, propiedades ándicas, horizonte kándico, material original.

INTRODUCCIÓN

La adsorción de SO_4^{2-} en suelos está principalmente asociada a la presencia de oxi-hidróxidos de Fe y Al, así como de aluminosilicatos de bajo grado de orden (Chao

et al., 1964; Parfitt, 1978). También se ha observado que se produce una mayor retención de aniones en presencia de complejos organoaluminicos y, en menor medida, de complejos organoférricos (Wada y Gunjigake, 1979; Shoji y Fujiwara, 1984).

Por otro lado, este proceso se ve a menudo inhibido por aniones orgánicos debido a la competición de éstos con SO_4^{2-} por las superficies reactivas (Inskeep, 1989; Evans y Anderson, 1990). La adsorción de SO_4^{2-} generalmente aumenta cuando el sistema es acidificado artificialmente, debido al incremento de carga superficial positiva que los suelos de carga variable adquieren al disminuir el pH (Chao et al., 1964; Zhang et al., 1987; Courchesne y Hendershot, 1989). Además, la adsorción de este anión es un proceso dependiente de la concentración y, como tal, se ve influido por la diferencia de concentraciones existentes entre la disolución entrante y la concentración de la disolución con la que el suelo se encontraba previamente en equilibrio (Chao et al., 1962; Dahlgren et al., 1990).

De todo lo mencionado se deduce que la adsorción de SO_4^{2-} en suelos va a ser importante en suelos ácidos con predominio de carga variable. A pesar de que existe una evolución de los suelos convergente en el tiempo (Chesworth, 1973), no cabe duda que el material original a partir del cual se desarrolla un suelo determina en muchos casos el contenido y características de los minerales secundarios. La retención de SO_4^{2-} llega a ser considerable en suelos derivados de rocas básicas y metabásicas, caracterizados por sus elevados contenidos en oxi-hidróxidos de Fe y Al, mientras que dicha retención es generalmente menor en suelos desarrollados a partir de materiales más ácidos (Merino y García-Rodeja, 1996; Camps Arbestain et al., 1999).

Dado que los procesos edáficos y, en particular, el tipo y grado de alteración también influyen sobre las características mineralógicas de los suelos, el objetivo de este trabajo fue investigar la variación de la capacidad de adsorción de SO_4^{2-} y los procesos de acidificación por aportes externos en suelos formados a partir de un mismo material original (anfíbolita), pero con características minera-

lógicas muy contrastadas entre ellos debido a su diferente grado de evolución, incipiente y con carácter ándico, en un caso y, en el sistema residual (Chesworth, 1973), próximo al equilibrio termodinámico y con carácter ferrálico, en otro. En ambos suelos hay un predominio de coloides de carga variable ligados, en el primer suelo, a superficies aluminicas y, en el segundo, a superficies ferrálicas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los suelos estudiados

Se seleccionaron dos tipos de suelos: un Andosol úmbrico y un Ferralsol húmico según FAO (1990), que corresponden a un Typic Fulvudand y un Andic Hapludox según SSS (1997), respectivamente. Ambos suelos se encuentran dentro de una misma zona, un macizo anfíbolítico cercano a Santiago. De cada uno de estos suelos se tomaron muestras de un horizonte representativo: un horizonte con propiedades ándicas (Ah) del primero y un horizonte kándico (Bo) del segundo (SSS, 1997). La vegetación es de matorral, con tojo (*Ulex europaeus* L.) como especie dominante. La temperatura media anual de la zona es de 13°C y la precipitación total media anual de 1290 mm año⁻¹.

Análisis de suelos

En las muestras secas al aire y tamizadas a través de un diámetro de poro de 2 mm, se realizaron las siguientes determinaciones: pH en H_2O y 0.01 M KCl en relación 1:2.5; pH en FNa (Fieldes y Perrot, 1966); cationes intercambiables y Capacidad de Intercambio Catiónico Efectiva (CICE) (Peech et al., 1947); Fe y Al extraíbles con pirofosfato de Na (Bascomb, 1968) (Fe_p , Al_p) y oxalato amónico (Blakemore, 1978) (Fe_o , Al_o); Fe extraíble con ditionito-citrato (Holmgren, 1967) (Fe_d) y finalmente Al extraíble en NaOH 0.5 M (Al_n) (Borggaard, 1985; después de Hashimoto y Jackson, 1960). Se

asume que la extracción con pirofosfato recupera formas de Al y Fe ligadas fundamentalmente a la materia orgánica, aunque es una extracción poco selectiva y puede incluir formas inorgánicas de bajo grado de orden así como algunas formas cristalinas. El oxalato extrae, además de formas de Al y Fe ligadas a la materia orgánica, oxi-hidróxidos de Fe y Al amorfos, imogolita, y constituyentes alofánicos. El tratamiento con ditionito-citrato extrae los mismos componentes que el oxalato excepto alofanos e imogolita y, además, extrae oxi-hidróxidos de Fe cristalinos (Wada, 1989). Finalmente, con el tratamiento con NaOH se extraen todas las formas de Al mencionadas junto con otras de baja cristalinidad (como la criptogibbsita) no extraídas por los reactivos anteriores. La determinación de los distintos cationes se realizó por espectrofotometría de absorción o emisión atómica según correspondiera. El estudio mineralógico de la fracción coloidal se realizó mediante técnicas de DRX, ATD, ATG e IR.

Estudios de adsorción de SO_4^{2-}

Los estudios de adsorción de SO_4^{2-} se realizaron añadiendo a 2 g de suelo 20 mL de una disolución K_2SO_4 (0.4, 0.8, 1.6, 3.2 mM) ajustada previamente a distintos valores de pH (2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.5 y 5.5) con HCl. Estudios previos han demostrado una disminución de la adsorción con un aumento de la fuerza iónica de la disolución (Bolan et al., 1986). Para evitar diferencias adicionales entre los distintos tratamientos asociadas a variaciones en dicha fuerza que pudieran interferir en la interpretación de los resultados se ajustó la misma con KCl. Las suspensiones se agitaron durante 24 h y seguidamente se midió el pH. Los extractos fueron separados mediante centrifugación y filtrados, eliminando posteriormente el exceso de iones Cl^- con una resina de intercambio saturada con Ag. Finalmente se determinó el SO_4^{2-} presente en los extractos mediante cromatografía iónica (Dionex-4500i, Dionex

Corp., Sunnyvale, CA). También se determinaron Al, Fe, Si, Ca y Mg presentes en los extractos por espectrofotometría de absorción atómica. El *sulfato adsorbido* (*adsorción relativa de SO_4^{2-}*) se calculó por diferencia entre el añadido y el restante en la disolución en equilibrio. El *sulfato nativo* se determinó mediante extracción secuencial (1h) de 3 g de muestra de suelo con 30 mL de agua ultrapura seguida por 30 mL de KH_2PO_4 0.016 M, modificación del método de Fuller et al. (1985). El *sulfato potencialmente adsorbido* se calculó, de acuerdo con MacDonald et al. (1994), añadiendo al SO_4^{2-} adsorbido el total nativo (SO_4^{2-} extraído con H_2O + SO_4^{2-} extraído con KH_2PO_4). En este trabajo se utiliza el término "adsorción" a pesar de que no se haya descartado mediante trabajo experimental la posibilidad de precipitación. Todas las extracciones y análisis se realizaron por duplicado.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los suelos estudiados

Se trata de dos horizontes que, a pesar de proceder del mismo material de partida, presentan propiedades muy diferentes relacionadas con el grado de evolución. Cabe destacar la mayor acidez en agua del horizonte con propiedades ándicas, su elevado contenido de carbono orgánico y la fuerte reactividad que presenta al test del FNa, esta última explicable por el elevado contenido de formas de Al reactivas extraíbles con oxalato, y en menor medida, con pirofosfato (Tabla 1). La fracción coloidal está constituida por complejos organoaluminicos y organoférricos, haloisitas esferoidales y compuestos de bajo grado de orden muy ricos en Al y Fe. Con estos coloides cabe esperar que las superficies reactivas sean fundamentalmente las de los diferentes compuestos aluminicos presentes en la fracción coloidal, tanto orgánicos como inorgánicos, así como los minerales primarios, en vías de alteración procedentes del material de par-

TABLA 1. Valores de las principales propiedades químicas de los horizontes estudiados.

Hz.	pH	pH- FNa	C	Cationes de cambio org.				CICE†	Al _h	Al _o	Al _p	Fe _d	Fe _o	Fe _p	SO ₄ ²⁻ nativo			
				Ca	Mg	Al	Na									K		
H ₂ O		KCl	g kg ⁻¹					g kg ⁻¹					H ₂ O	KH ₂ PO ₄				
			cmol(+) kg ⁻¹										mmol	kg ⁻¹				
Ah	4.60	4.35	11.34	72.9	0.2	0.2	1.5	0.3	0.1	2.2	28.1	24.0	11.4	54.9	10.9	5.4	0.45	5.01
Bo	5.16	4.11	7.78	4.6	0.8	3.1	1.4	0.2	0.0	5.5	11.0	2.6	1.4	125.2	1.7	0.6	0.12	2.50

† CICE, Capacidad de Intercambio Catiónico Efectiva.

tida que ya presentan cierta transformación con aparición de fases secundarias, fundamentalmente gibbsita más o menos cristalina pseudomórfica de las plagioclasas, y oxihidróxidos de Fe y arcillas 1:1 de baja cristalinidad en el caso de los ferromagnesianos.

En el horizonte kándico destaca la abundancia de formas cristalinas de Fe extraíbles con ditionito-citrato, siendo la asociación dominante en la fracción arcilla, caolinita-goethita. No contiene apenas minerales primarios alterables y, por tanto, las superficies reactivas son fundamentalmente las sesquioxídicas ricas en Fe y, en menor medida, los enlaces Al-OH de borde de las caolinitas.

Así, se trata de dos horizontes, un Ah y un Bo, de dos suelos, un Typic Fulvudand y un Andic Hapludox, que representan claramente las fases inicial y final de desarrollo de

los procesos de edafogénesis sobre materiales anfibolíticos, respectivamente. El Andisol se desarrolló en una zona de rejuvenecimiento reciente de una vertiente en la que actuaron procesos erosivos y coluviales, mientras que el Oxisol se formó en superficies geomorfológicas finiterciarias de elevada estabilidad en las que no se produjeron los procesos mencionados.

Estudios de adsorción de sulfatos

Los resultados obtenidos de los estudios de adsorción de SO_4^{2-} muestran una mayor *retención relativa* de este anión en el horizonte Bo a cualquiera de los valores de pH de la disolución inicial y de concentración estudiados, llegando en algunos casos a duplicar los valores de adsorción del horizonte con propiedades ándicas (Fig. 1). Estas diferen-

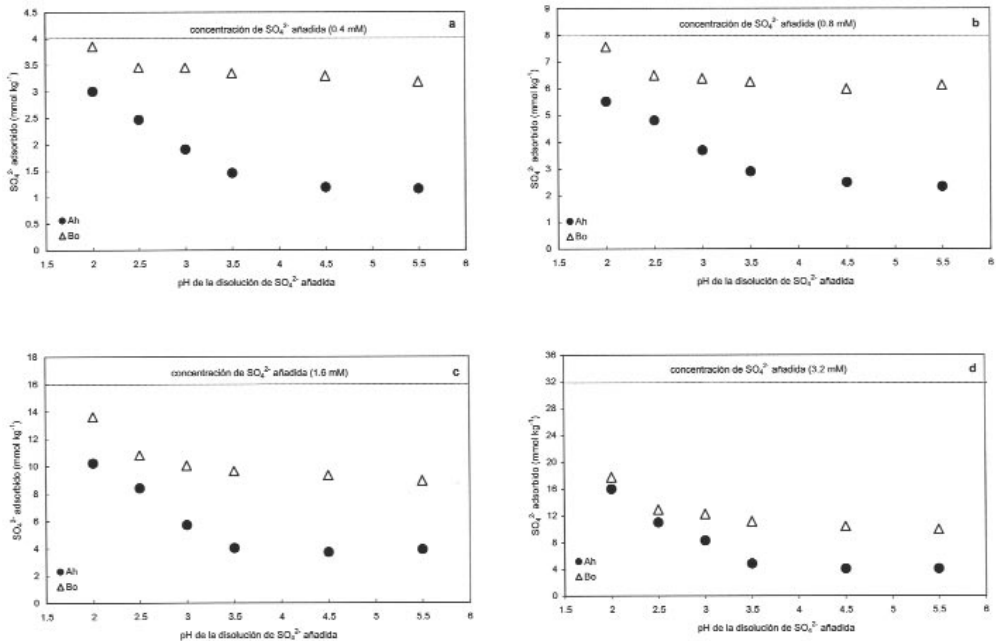


FIGURA 1. Adsorción relativa de SO_4^{2-} en los suelos estudiados (un horizonte Ah con propiedades ándicas y un horizonte B kándico) representada en función de los distintos valores de pH de las disoluciones añadidas y según las concentraciones de SO_4^{2-} de estas disoluciones. (a) 0.4 mM, (b) 0.8 mM, (c) 1.6 mM, y (d) 3.2 mM.

cias entre ambos horizontes tienden a disminuir si se compara la adsorción de SO_4^{2-} para un mismo valor de pH de la disolución en equilibrio, p.e. a pH 4.5, y para una determinada concentración de SO_4^{2-} añadida, p.e. a 3.2 mM (Fig. 2). Por otro lado, el contenido inicial de SO_4^{2-} nativo es superior en el horizonte Ah, 5.5 mmol kg^{-1} , frente a 2.6 mmol kg^{-1} del horizonte kándico. Por ello, si se considera la *adsorción potencial de SO_4^{2-}* ésta llega a ser, para algunos valores de pH y de concentración de SO_4^{2-} , superior en el horizonte superficial del Andisol.

El horizonte kándico tiene una gran afinidad por el SO_4^{2-} . Esto se observa por un lado, en la elevada tasa de adsorción que tiene lugar a bajas concentraciones (96% a pH 2.0 y 80% a pH 5.5, ambos con una concentración inicial de SO_4^{2-} 0.4 mM, frente a valores de 75% y 29%, respectivamente, para el horizonte Ah) y, por otro lado, en el hecho de que pese a tener una elevada concentración en SO_4^{2-} nativo su extractabilidad en H_2O es muy baja (Tabla 1). Esta elevada afinidad por el SO_4^{2-} detectada en el horizonte kándico también fue observada por Curtin y Syers (1990) trabajando a su vez con suelos muy alterados.

Tal como se aprecia en las Figuras 1 y 2,

la adsorción de SO_4^{2-} aumenta con el descenso del pH (inicial y en equilibrio) y con el incremento de la concentración de SO_4^{2-} , aunque el comportamiento de los dos suelos estudiados no es exactamente el mismo. El horizonte superficial del Andisol muestra un incremento de la adsorción de SO_4^{2-} al disminuir el pH mucho más acentuado (para cada una de las concentraciones de SO_4^{2-} estudiadas) que el correspondiente al horizonte sub-superficial del Oxisol. De hecho, en este último horizonte apenas se detecta ningún incremento en la retención de SO_4^{2-} a bajas concentraciones (0.4 mM) debido principalmente a la gran afinidad de este suelo por este anión, mientras que a concentraciones superiores de 0.4 mM el aumento de la adsorción con la disminución del pH, si bien se reconoce, no llega a ser tan acusado como en el horizonte Ah.

La mayor adsorción de SO_4^{2-} detectada al acidificar la disolución de un suelo se debe principalmente al aumento de la carga positiva que éste adquiere en dicho proceso, como se ha descrito ampliamente en la literatura (Kamprath et al., 1956; Chao et al., 1964; Zhang et al., 1987). Diversos trabajos describen además la existencia de un máximo de adsorción de SO_4^{2-} a valores de pH de equili-

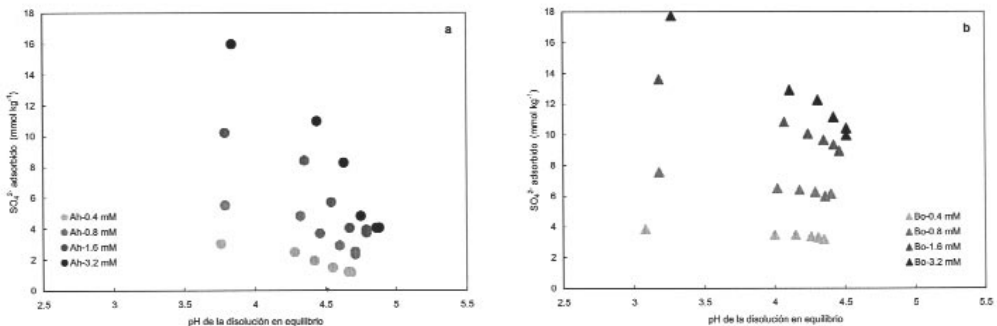


FIGURA 2. Adsorción relativa de SO_4^{2-} en los suelos estudiados representada en función de los distintos valores de pH de las disoluciones en equilibrio y según las distintas concentraciones de SO_4^{2-} de las disoluciones añadidas. (a) un horizonte Ah con propiedades ándicas y, (b) un horizonte B kándico.

brio bajos (Chao et al., 1964; Xue y Harrison, 1991) por debajo de los cuales la adsorción disminuye. Dichos autores asociaron este fenómeno a la solubilización de compuestos aluminicos que se produce con la acidificación del sistema, y por tanto, a la disminución de las superficies reactivas existentes. En el presente estudio se observa en ambos horizontes un aumento del Al en disolución a medida que desciende el pH, siendo este aumento más acentuado en el horizonte con propiedades ándicas (Fig. 3). Sin embargo, el Al liberado a la disolución representa sólo una pequeña fracción (<5%) del Al reactivo de estos suelos (Tabla 1). Posiblemente por ello en este estudio no se observa ningún máximo de adsorción de SO_4^{2-} a los valores de pH estudiados, si bien en el horizonte Ah, rico en compuestos aluminicos, se detecta una cierta tendencia a estabilizarse la adsorción de SO_4^{2-} a valores de pH de equilibrio menores de 4.0 (Fig. 2). Esta tendencia no se observa en el horizonte kándico, caracterizado por su elevado contenido en oxi-hidróxidos de Fe.

Capacidad de amortiguación

En cada uno de los tratamientos realizados el pH de equilibrio, en igualdad de con-

diciones, es siempre más elevado en el horizonte Ah que en el Bo (Fig. 4) lo que implica que su capacidad de amortiguación es mayor. Se observa, además, que estas diferencias en la capacidad de amortiguación son aún más acusadas en el intervalo de pH inicial entre 2.0 a 2.5 (Fig. 4). En efecto, se comprueba que a estos valores de pH iniciales, los valores de pH en equilibrio correspondientes al horizonte con propiedades ándicas son 3.8 y 4.3, respectivamente (concentración inicial de SO_4^{2-} 0.4 mM), mientras que para el horizonte kándico el efecto amortiguador en este intervalo de pH, si bien también se reconoce, es menos acusado llegando a descender el pH hasta valores próximos a 3 cuando el pH de la disolución inicial es de 2.0 (concentración inicial de SO_4^{2-} 0.4 mM) (Fig. 4).

Este efecto se debe sin duda al distinto contenido de compuestos de Al reactivo de estos horizontes ya que en el horizonte Ah abundan estos compuestos, mientras que en el horizonte Bo predominan los compuestos de Fe, y la respuesta de estos últimos a las variaciones de pH debe ser escasa en el rango considerado. Esto se demuestra por el hecho de que no se identifica Fe solubilizado en ningún caso, mientras que las concentraciones de Al disuelto aumentan considerablemente

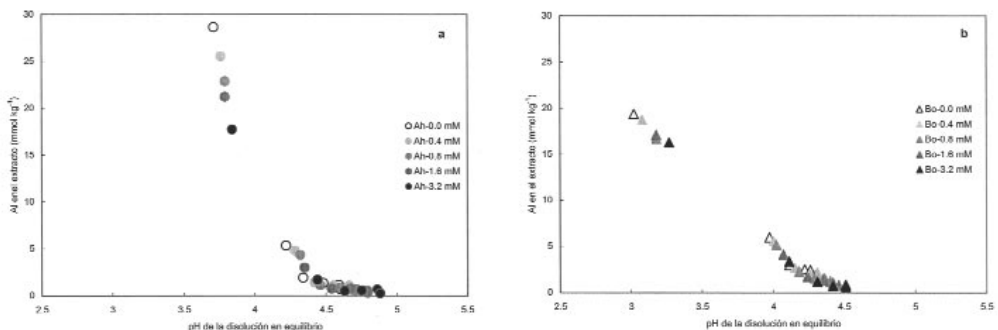


FIGURA 3. Concentración de Al en los extractos resultantes de los estudios de adsorción de SO_4^{2-} representada en función de los distintos valores de pH de las disoluciones en equilibrio y según las distintas concentraciones de SO_4^{2-} de las disoluciones añadidas. (a) un horizonte Ah con propiedades ándicas y, (b) un horizonte B kándico.

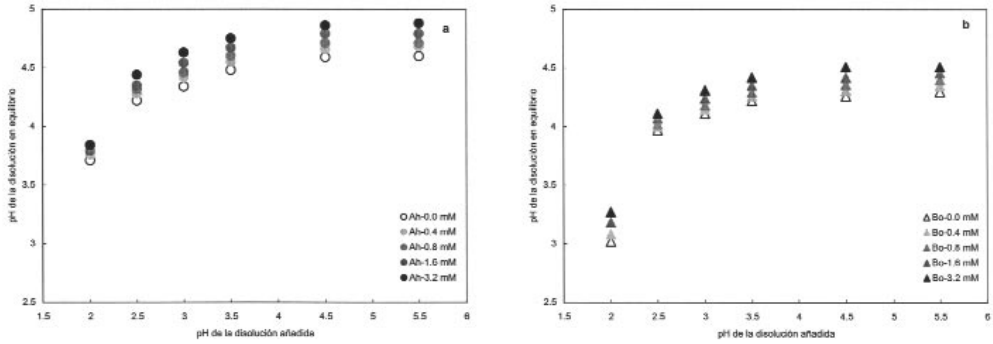


FIGURA 4. Valores de pH de las disoluciones en equilibrio resultantes de los estudios de adsorción de SO_4^{2-} representados en función de los distintos valores de pH de las disoluciones añadidas y según las distintas concentraciones de SO_4^{2-} de las mismas. (a) un horizonte Ah con propiedades ándicas y, (b) un horizonte B kándico.

por debajo de un valor de pH de la disolución en equilibrio de 4.5, especialmente en el horizonte con propiedades ándicas (Fig. 3).

El origen del Al liberado por un suelo ácido puede ser muy diverso: Al intercambiable, hidróxidos de Al, así como Al procedente de la alteración mineral. Además, en suelos ácidos ricos en materia orgánica, como es el caso del horizonte Ah, otra fracción importante procede del Al asociado a la materia orgánica (Walker et al., 1990). En este estudio

no se investigó este aspecto, pero de los datos disponibles se desprende que la cantidad de Al liberada a valores de pH bajos (8.6 y 5.8 $\text{cmol}(+) \text{Al kg}^{-1}$ para los horizontes, Ah y Bo, respectivamente; pH inicial 2.0) es muy superior al Al intercambiable (Tabla 1). En el caso concreto del horizonte superficial del Andisol, una pequeña fracción de este Al solubilizado podría proceder de la disolución de formas aluminosilicatadas, tal como sugieren los datos de Si en disolución (Fig. 5),

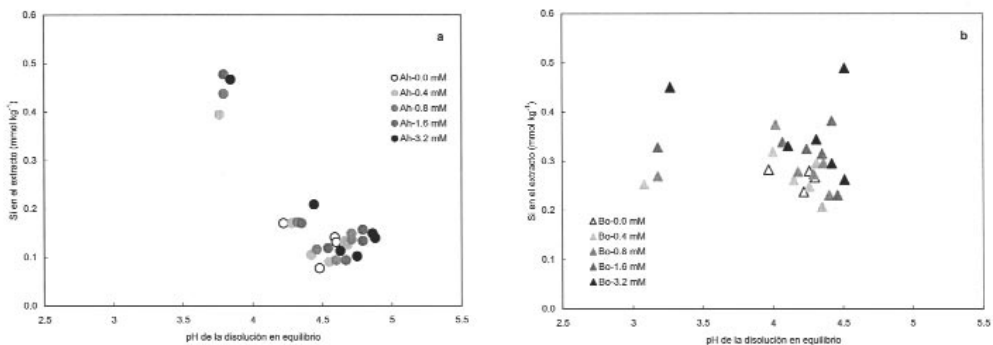


FIGURA 5. Concentración de Si en los extractos resultantes de los estudios de adsorción de SO_4^{2-} representada en función de los distintos valores de pH de las disoluciones en equilibrio y según las distintas concentraciones de SO_4^{2-} de las disoluciones añadidas. (a) un horizonte Ah con propiedades ándicas y, (b) un horizonte B kándico.

mientras que la mayor parte del Al liberado estaría probablemente asociada a la disolución de complejos organoaluminicos y/o compuestos minerales de Al de bajo grado de orden, coincidiendo con los resultados obtenidos por Merino et al., (1994) trabajando con suelos representativos de Galicia. Por otro lado, en el horizonte kándico, a diferencia del horizonte con propiedades ándicas, no se distingue un aumento claro de Si en disolución al disminuir el pH de la disolución.

Capacidad de amortiguación y adsorción de sulfatos

Contrastando las Fig. 2 y 4 se observa en ambos suelos que, para un determinado valor de pH de la disolución añadida, el pH de la disolución final es mayor cuanto mayor es la adsorción de SO_4^{2-} , lo que sugiere que este anión desplaza a hidroxilos presentes en las superficies de adsorción (Curtin y Syers, 1990). Esta mayor adsorción de SO_4^{2-} acompañada por un incremento de pH conlleva, a su vez, una menor solubilización de Al en ambos suelos (Fig. 3), así como de cationes básicos, aunque en este último caso su efecto es menos claro (datos no mostrados). Esta menor salida de cationes básicos y de Al es de gran significación en la disminución de los daños de los aportes acidificantes por los suelos con estas propiedades.

CONCLUSIONES

A efectos de sintetizar la respuesta de estos dos horizontes, puede concluirse que la adsorción del suelo rico en oxi-hidróxidos de Fe es intensa incluso a bajas concentraciones de SO_4^{2-} y valores de pH elevados (dentro del rango estudiado) mientras que la del horizonte Ah del Andisol, rico en compuestos aluminicos de bajo grado de orden y complejos organometálicos, es mucho más dependiente del pH y se incrementa fuertemente cuando el pH del sistema de agresión es muy bajo (<3.0). En conclusión puede deducirse de

este estudio que el comportamiento de estos suelos, aún procediendo del mismo material original, con igual vegetación y condiciones climáticas, está fuertemente influido por el grado de evolución edáfica que han alcanzado. Por ello, en este caso concreto no sería correcto el uso de aproximaciones como las realizadas en el método adoptado en Europa para la determinación de Cargas Críticas de Acidez (de Vries et al., 1993), que establece la respuesta de los suelos frente aportes acidificantes con presencia de sulfatos por la naturaleza litológica del material original, ignorando la mineralogía de los suelos y propiedades superficiales. En cualquier caso, las diferencias detectadas entre estos dos suelos, al menos en cuanto a la retención de sulfatos concierne, se acortan (en términos relativos) si se comparan con otros procedentes de otros materiales, como es el caso de suelos desarrollados a partir de rocas ácidas, tal como indicaron Camps Arbostain et al. (1999) tras estudiar la adsorción de SO_4^{2-} en suelos derivados de distintos materiales originales (rocas cuarcíticas, filíticas, graníticas, esquisticas, básicas, metabásicas, ultrabásicas y calcáreas).

REFERENCIAS

- Bascomb, C.L. (1968). Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *J. Soil Sci.* 19, 251-256.
- Blakemore, L.D (1978). Exchange complex dominated by amorphous material (ECDAM). in *The Andisol Proposal*, G.D. Smith, (ed.) Soil Bureau DSIR. New Zealand, 21-22.
- Bolan, N.S., Syers, J.K. y Tillman, R.W. (1986). Ionic strength effects on surface charge and adsorption of phosphate by soils. *J. Soil Sci.* 37, 379-388.
- Borggaard, O.K. (1985). Organic matter and silicon in relation to the crystallinity of

- soil iron oxides. *Acta Agric. Scand.* **35**, 398-406.
- Camps Arbestain, M., Barreal, M.E. y Macías, F. (1999). Relating sulfate sorption in forest soils to lithological classes, as defined to calculate Critical Loads of Acidity. *Sci. Total Environ.* (en prensa).
- Chao, T.T., Harward, M.E. y Fang, S.C. (1962). Adsorption and desorption phenomena of sulfate ions in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **26**, 234-237.
- Chao, T.T., Harward, M.E. y Fang, S.C. (1964). Iron and aluminum coatings in relation to sulfate adsorption characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Proc.* **28**, 632-635.
- Chesworth, W. (1973). The residua system of chemical weathering: A model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth. *J. Soil Sci.* **24**, 69-81.
- Courchesne, F. y Hendershot, W.H. (1989). Sulfate retention in some podzolic soils of the Southern Laurentians, Quebec, *Can. J. Soil Sci.* **69**, 337-350.
- Curtin, D. y Syers, J.K. (1990). Mechanism of sulphate adsorption by two tropical soils. *J. Soil Sci.* **41**, 295-304.
- Dahlgren, R.A., McAvoy, D.C. y Driscoll, C.T. (1990). Acidification and recovery of a Spodosol Bs horizon from acidic deposition. *Environ. Sci. Technol.* **24**, 531-537.
- de Vries, W., Posch, M., Reinds, G.J. y Kämäri, J. (1993). *Critical Loads and their Exceedance on Forest Soils in Europe*. DLO Winand Staring Centre, Wageningen, The Netherlands,
- Evans, Jr. A. y Anderson, T.J. (1990). Aliphatic acids: Influence on sulfate mobility in a forested Cecil soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **54**, 1136-1139.
- FAO (1990). *Mapa mundial de suelos. Leyenda revisada*. Informe sobre recursos mundiales de suelos N°60. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Roma.
- Fieldes, M. y Perrot, K.W. (1966). The nature of allophane in soils. III. Rapid field and laboratory test for allophane. *N. Z. J. Sci.* **9**, 623-629.
- Fuller, R.D., David, M.B. y Driscoll, C.T. (1985). Sulfate adsorption relationships in forested Spodosols of the Northeastern USA. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **49**, 1034-1040.
- Hashimoto, I. y Jackson, M.L. (1960). Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. *Clays Clay Miner.* **7**, 102-113.
- Holmgren, G.G. (1967). A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **31**, 210-211.
- Inskeep, W.P. (1989). Adsorption of sulfate by kaolinite and amorphous iron oxide in the presence of organic ligands. *J. Environ. Qual.* **18**, 379-385.
- Kamprath, E.J., Nelson, W.L. y Fitts, J.W. (1956). The effect of pH, sulphate and phosphate concentrations on the adsorption of sulphate by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **20**, 463-466.
- MacDonald, N.W., Burton, A.J., Witter, J.A. y Richter, D.D. (1994). Sulfate adsorption in forest soils of the Great Lakes region. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**, 1546-1555.
- Merino, A., Alvarez, E. y García-Rodeja, E. (1994). Response of some soils of Galicia (NW Spain) to H₂SO₄ acidification. *Water, Air, and Soil Pollut.* **74**, 89-101.
- Merino, A. y García-Rodeja, E. (1996). Mobility of sulphate in experimentally acidified soils from Galicia (NW Spain). *Water Air and Soil Pollut.* **87**, 23-27.

- Parfitt, R.L. (1978). Anion adsorption by soils and soil materials. *Adv. Agron.* **30**, 1-50.
- Peech, M., Alexander, L.T., Dean, L.A. y Reed, J.F. (1947). Methods of soil analysis for soil fertility investigations. *U.S.D.A. Cir.* 757.
- Shoji, S. y Fujiwara, F. (1984). Active aluminum and iron in the humus horizons of Andosols from Northeastern Japan: Their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Sci.* **137**, 216-226.
- Soil Survey Staff (1997). Keys to Soil Taxonomy. 7th ed. Soil Conservation Service. U.S.D.A. Pocahontas Press, Blacksburg, VA.
- Wada, K. (1989). Allophane and imogolite. in *Minerals in Soil Environments*, J.B. Dixon y S.B. Weed, (eds.) 2nd ed. SSSA Book Ser. 1. SSSA, Madison, WI, 1051-1087.
- Wada, K. y Gunjigake, N. (1979). Active aluminum and iron and phosphate adsorption in Ando soils. *Soil Sci.* **128**, 331-336.
- Walker, W.J., Cronan, C.S. y Bloom, P.R. (1990). Aluminum solubility in organic soil horizons from northern and southern forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **54**, 369-374.
- Xue, D. y Harrison, R.B. (1991). Sulfate, aluminum, iron, and pH relationships in four Pacific-Northwest forest subsoil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **55**, 837-840.
- Zhang, G.Y., Zhang, X.N. y Yu, T.R. (1987). Adsorption of sulphate and fluoride by variable charge soils. *J. Soil Sci.* **38**, 29-38.

EVALUACION DEL EFECTO SALINO EN UN SUELO FERTILIZADO CON LODOS DE INDUSTRIA LÁCTEA

M. E. LÓPEZ MOSQUERA*, M. J. BANDE*, S. SEOANE**

*Departamento de Producción Vegetal. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Santiago de Compostela. 27002-Lugo. España.

**Departamento de Edafología y Química Agrícola. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Santiago de Compostela. 27002-Lugo. España.

Abstract: In this research, a field test was accomplished in order to ascertain the feasible saline effect which could be generated by the usage of a dairy industry sludge on acid soils. A comparison was made with the mineral fertilization customarily used in mixed prairies in NW Spain. The present results show that for a period of eight months after the employment of this waste (dose $160 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), there were not warningly increments (at surface level) for the following parameters: electrical conductivity (average values $\leq 0.23 \text{ dS m}^{-1}$ in a saturation extract), soluble sodium (ESP average $\leq 3,7\%$), exchangeable sodium and chlorides (average values $< 1.4 \text{ mmol L}^{-1}$). Those parameters, that can damage the soil physical properties, nor those ones which could affect the plantation grown on it, owing to the good productions obtained in the silage harvested in those plots treated with the sludges. Therefore, this waste can be use safely, in suitable doses, in wet areas as well as in good drained areas, without yielding secondary salinity problems.

Key words: dairy-sludge, saline effect, fertilization, acid soil

Resumen: A partir de un ensayo de campo, se evalúa el posible efecto salino generado por la aplicación de un lodo procedente de industria láctea sobre un suelo ácido, en comparación con el abonado mineral habitualmente utilizado para la fertilización de praderas mixtas en el noroeste español. Los resultados obtenidos muestran que en un período de ocho meses después de la aplicación de este residuo (dosis de $160 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$), no se producen, a nivel superficial, incrementos en la conductividad eléctrica (valores medios $\leq 0,23 \text{ dS m}^{-1}$ en extracto de saturación), sodio soluble (PSI medio $\leq 3,7\%$) ni de cambio ($< 15\%$), ni tampoco de cloruros (valores medios $< 1,4 \text{ mmol L}^{-1}$) que lleguen a ser preocupantes para las propiedades físicas del suelo o para el cultivo. Las producciones obtenidas en el corte de silo en las parcelas que recibieron lodos fueron similares a las conseguidas con el abonado mineral y duplicaron a las halladas en las parcelas control. Por lo tanto, este residuo puede ser utilizado con garantías, a determinadas dosis, en zonas húmedas y con buen drenaje sin que se originen problemas de salinización secundaria.

Palabras clave: lodo de industria láctea, efecto salino, fertilización, suelo ácido.

INTRODUCCIÓN

El reciclaje de lodos de distintos orígenes como fertilizante en terrenos agrícolas, forestales o espacios degradados, es la vía de eliminación más aceptada hoy en día, ya que ofrece la posibilidad de que estos residuos se conviertan en recursos. Sin embargo, su empleo conlleva ciertos riesgos que es necesario evaluar, como son: la incorporación al medio de metales pesados (O'Riordan et al., 1994; Berti y Jacobs, 1998), compuestos orgánicos tóxicos (Kirchmann y Tengsved, 1991; Wild et al., 1992; Beck et al., 1995), sales (Guidi et al., 1982; Rodgers and Anderson, 1995) o patógenos (Costa et al., 1987; Felipó, 1995).

Dentro de este tipo de residuos suelen incluirse los lodos procedentes de agroindustrias, como es el caso de las industrias transformadoras y envasadoras de leche. Estas factorías generan aguas residuales compuestas por restos de leche, agua y productos de limpieza de las instalaciones, que han sido y son ampliamente utilizadas directamente para el riego y fertilización de terrenos agrícolas (Morisot y Gras, 1974; Jump et al., 1981; De Lauzanne and Merillot, 1986; Guichet, 1987; López Mosquera et al., 1998a) actuando el suelo y el cultivo como sistema depurador. Para reducir su volumen, sin embargo, estos efluentes normalmente son depurados obteniéndose un lodo rico en macronutrientes, especialmente N y P y bajo contenido en metales pesados (De Lauzanne y Merillot, 1986; Brown et al., 1990; García et al., 1999). Aunque son escasas las referencias bibliográficas sobre el empleo de este tipo de lodos en terrenos agrícolas, un aspecto negativo que suele señalarse es su posible efecto salino, dada su riqueza en Na y elevada conductividad eléctrica (Morisot y Gras, 1974; Guichet, 1987, García et al., 1999). Es necesario considerar este aspecto, ya que la aplicación de lodos con elevados contenidos en sales solubles podría causar deterioro en la estructura

del suelo, así como disminución de la capacidad de germinación de las semillas y crecimiento de las plantas (Sommers and Sutton, 1980).

En Galicia se genera más del 30% de la producción láctea nacional, originándose volúmenes de lodos importantes, cuya vía de eliminación más adecuada parece ser su reciclado en terrenos agrícolas como han mostrado trabajos anteriores (Moirón et al., 1997; López Mosquera et al., 1998a; López Mosquera et al., 1998b). Sin embargo, para ser utilizado con total garantía es necesario evaluar todos aquellos aspectos negativos que pueda causar. Así, con este trabajo se pretende valorar, en condiciones de campo, el posible efecto salino producido por la aplicación de un lodo procedente de industria láctea, en comparación con el abonado mineral que normalmente se utiliza en praderas mixtas de Galicia.

MATERIALES Y MÉTODOS

Diseño del ensayo de campo

La experiencia de campo se llevó a cabo en Vilalba (Lugo, España 43°19'42,5"N, 7°37'7,1"W) en una parcela de 1 ha de superficie, con una pendiente menor del 2%, sobre un suelo descrito como Cambisol húmico (FAO, 1991), de textura franco-arenosa, pH ácido (5,52), rico en materia orgánica (8,20%) y muy baja capacidad de cambio efectiva (3,57 cmol(+) kg⁻¹). La precipitación media anual en la zona es de 1176 mm, la media de las temperaturas máximas es de 16,8 °C y la media de las temperaturas mínimas es de 6,2 °C.

En octubre de 1997, sobre la parcela se realizó un pase de fresa y se procedió al aporte de dolomía (3 t ha⁻¹), acompañado de un abonado NPK de establecimiento 8-24-16 (600 kg ha⁻¹). En noviembre del mismo año se sembró a voleo una mezcla pratense formada por raigrás inglés (*Lolium perenne* L. var. Barbestra) y trébol blanco (*Trifolium*

TABLA 1. Principales características químicas, físicoquímicas y contenido en metales pesados del lodo empleado en el ensayo en las dos fechas de fertilización (marzo y junio de 1998).

Propiedades generales	Marzo 98	Junio 98	Metales pesados		Límite U.E.*	
			Marzo 98	Junio 98		
Extracto seco (g L ⁻¹)	11,6	15,4	Cr (mg kg ⁻¹)	17,3	20,2	1000
pH	7,3	7,3	Ni “	8,9	12,9	300
C.E. (dS m ⁻¹)	2,2	3,7	Cu “	47,8	65,9	1000
C (%)	33,9	33,7	Zn “	427,2	475,1	2500
S (%)	0,2	0,2	Cd “	0,2	0,4	20
N (%)	6,4	6,1	Hg “	0,3	0,1	16
C/N	5,3	5,5	Pb “	13,7	15,3	750
P (%)	1,4	1,5				
K “	1,3	1,1				
Na “	4,4	3,1				
Ca “	2,0	2,2				
Mg “	0,3	0,3				

* Para suelos con pH < 7 (86/278/CEE, 1986; RD. 1310/1990)

repens L. var. Huia), destinada a pradera de pastoreo con un corte de silo en primavera.

En marzo de 1998 en el terreno sembrado se delimitaron 12 subparcelas de 10 x 40 m cada una, tamaño elegido para que los lodos pudiesen ser esparcidos con cisterna en un único pase. En las subparcelas se establecieron los siguientes tratamientos distribuidos al azar (4 réplicas por tratamiento): T0 (parcelas control sin fertilizar), T1 (lodos de industria láctea), T2 (abonado mineral NPK). Después del corte de silo (junio) se procedió a un segundo abonado para favorecer el rebrote: T0 (parcelas control sin fertilizar), T1 (lodos de industria láctea), T2 (abonado mineral NK). La dosis de lodo utilizada (160 m³ ha⁻¹), fraccionada en dos momentos (marzo y junio), se ha elegido en base a resultados obtenidos en trabajos anteriores (López-Mosquera et al., 1998). Para el abonado NPK se utilizó el abono complejo 15-15-15 en marzo (675 kg ha⁻¹) y nitrato amó-

nico del 20,5% (290 kg ha⁻¹) con sulfato potásico al 50% (120 kg ha⁻¹) en junio.

El lodo utilizado fue suministrado por la industria envasadora de leche UHT Lactalis-Leche de Galicia, S.A., ubicada en la zona. Este lodo procede de un efluente inicial compuesto por leche, aguas de lavado de las instalaciones junto con sosa y ácido nítrico, empleados como productos de limpieza. Dicho efluente sufre un tratamiento biológico de depuración que lo convierte en un lodo semilíquido, floculado con policloruro de aluminio, cuyas principales características aparecen en la Tabla 1.

Como puede observarse, se trata de un material que presenta importantes contenidos en N, P y Ca, altos en Na y elevada conductividad eléctrica. La relación C/N es baja, lo que indica que se trata de un residuo fácilmente mineralizable. Los niveles de metales pesados que presenta están muy por debajo de los límites permitidos por la legislación europea.

Análisis de suelo, determinación de la producción en el corte de silo y tratamiento estadístico

En el intervalo de un año, se tomaron muestras de suelo en 4 momentos. La primera toma de muestras se realizó en marzo de 1998 después del sorteo de las parcelas experimentales y, antes de establecer los distintos tratamientos. Este primer muestreo se llevó a cabo con la finalidad de comprobar la homogeneidad de las parcelas dado su gran tamaño. Las tres tomas de muestras siguientes (junio, septiembre y noviembre) se realizaron coincidiendo con los distintos aprovechamientos del forraje (corte de silo y dos pastoreos con ganado vacuno de carne).

La toma de muestras se realizó con sonda cilíndrica de tubo hueco de 7 cm de diámetro, tomando 6 submuestras a una profundidad de 15 cm en el centro de cada parcela, haciendo un recorrido en zig-zag.

Las muestras de suelo se secaron al aire y se tamizaron a través de tamiz de 2 mm. De cada muestra se realizó pasta saturada donde se determinó el pH y en el extracto de saturación correspondiente se midió conductividad eléctrica (Richards, 1954), Ca y Mg por absorción atómica, Na y K por emisión. NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- se cuantificaron utilizando electrodos selectivos. Los cationes de cambio se extrajeron utilizando relaciones 1:100 (w/v) suelo: NH_4Cl 1M (Peech et al., 1947); en estos extractos se determinó Al, por colorimetría con pirocatecol violeta (Dougan y Wilson, 1974) y las bases de cambio utilizando absorción y emisión atómica. Al inicio de la experiencia se midió el pH en H_2O utilizando la relación 1:2,5 (w/v).

Se estimó la producción de forraje en el corte de silo (junio 1998), para lo cual, en el centro de cada parcela se cortó con rotativa el forraje correspondiente a una superficie de 5 m². Con el fin de estimar producción de materia seca por hectárea se secó en estufa una submuestra de cada parcela a 65 °C durante 48 horas.

A los datos obtenidos se les aplicó un análisis de varianza de una vía, usando el test de diferencia mínima significativa (DMS), empleando para ello el programa estadístico SPSS (Norusis, 1994). El nivel de significación fue establecido para $p < 0,05$.

RESULTADOS

En la comprobación inicial de homogeneidad de las 12 parcelas experimentales, aparecieron diferencias significativas para el pH en pasta saturada en el caso de las parcelas destinadas al tratamiento T2 (abonado mineral), encontrándose en éstas los valores más elevados de pH (Tabla 2). También aparecieron diferencias significativas en el estudio de la fase sólida (Tabla 3) para el magnesio, correspondiendo los mayores valores a las parcelas sorteadas como parcelas control.

Una vez establecidos los distintos tratamientos, los mayores valores de pH en pasta saturada fueron los de las parcelas fertilizadas con lodo (T1), después de ocho meses de su aplicación (Tabla 4). Estos valores resultaron estadísticamente diferentes a los hallados con los otros tratamientos.

Los valores de conductividad eléctrica en las distintas parcelas variaron entre 0,13 y 0,23 dS m⁻¹, niveles muy bajos y similares a los hallados por otros autores en soluciones de suelos naturales de Galicia (Calvo de Anta et al., 1987). Los niveles más altos de conductividad eléctrica (0,23 dS m⁻¹) se encontraron en las parcelas tratadas con lodo a los tres meses de su aplicación. Seis y ocho meses después estos valores disminuyeron, no existiendo diferencias significativas entre tratamientos (Tabla 4). En esas mismas parcelas se produjo un incremento significativo de sodio soluble tres meses después de incorporados los fertilizantes; niveles que ocho meses después, siguen siendo estadísticamente diferentes a los encontrados en las parcelas control y en las fertilizadas con abono mineral.

TABLA 2. Medias y desviaciones estándar (entre paréntesis) de pH, C.E., aniones y cationes solubles en el extracto de saturación del suelo de partida (T0: control; T1: fertilización con lodo; T2: fertilización con abono mineral).

Tratamientos	pH pasta saturada	C, E, (dS m ⁻¹)	Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	NH ₄ ⁺ (mmol L ⁻¹)	Ca ⁺² (mmol L ⁻¹)	Mg ⁺² (mmol L ⁻¹)	K ⁺ (mmol L ⁻¹)	Na ⁺ (mmol L ⁻¹)
T0	5,37a (0,15)	0,20a (0,02)	1,46a (0,30)	0,12a (0,02)	0,14a (0,02)	0,55a (0,10)	0,47a (0,07)	0,54a (0,20)	1,99a (0,87)
T1	5,35a (0,11)	0,23a (0,02)	1,29a (0,34)	0,14a (0,02)	0,13a (0,05)	0,70a (0,12)	0,66a (0,03)	1,02a (0,37)	3,17a (0,84)
T2	5,72b (0,08)	0,22a (0,02)	1,06a (0,32)	0,16a (0,04)	0,19a (0,11)	0,60a (0,16)	0,54a (0,09)	0,79a (0,44)	2,21a (1,02)

a,b Valores seguidos por diferente letra dentro de la misma columna indican que existen diferencias significativas para $p < 0,05$.

TABLA 3. Medias y desviaciones (entre paréntesis) de pH en agua y complejo de cambio del suelo de partida.

Tratamientos (H ₂ O)	pH	CICe	Ca	Mg (cmol (+) kg ⁻¹)	Na (cmol (+) kg ⁻¹)	K (cmol (+) kg ⁻¹)	Al (cmol (+) kg ⁻¹)
T0	5,63 ^a (0,08)	3,96 ^a (0,23)	(0,23) (0,35)	0,82 ^a (0,01)	0,35 ^a (0,01)	0,18 ^a (0,03)	1,11 ^a (0,30)
T1	5,51 ^a (0,07)	3,50 ^a (0,16)	1,20 ^a (0,23)	0,53 ^b (0,08)	0,35 ^a (0,03)	0,20 ^a (0,04)	1,22 ^a (0,20)
T2	5,50 ^a (0,16)	3,36 ^a (0,58)	1,15 ^a (0,34)	0,70 ^{ab} (0,21)	0,34 ^a (0,03)	0,17 ^a (0,02)	1,01 ^a (0,17)

a,b Valores seguidos por diferente letra, dentro de la misma columna, indican que existen diferencias significativas para $p < 0,05$.

TABLA 4. Medias y desviaciones estándar (entre paréntesis) de pH, C.E., aniones y cationes solubles en el extracto de saturación del suelo tres, seis y ocho meses después de la primera fertilización (T0: control; T1: fertilización con lodo; T2: fertilización con abono mineral).

Tratamientos	3 meses		después		fertilización		6 meses		después		fertilización		8 meses		después		fertilización	
	T0	T1	T1	T2	T0	T2	T0	T2	T1	T2	T0	T2	T0	T2	T1	T2	T1	T2
pH pasta saturada	5,13a (0,11)	5,17a (0,07)	5,17a (0,07)	5,09a (0,11)	5,25a (0,11)	5,27a (0,09)	5,25a (0,11)	5,22a (0,17)	5,27a (0,09)	5,22a (0,17)	5,50a (0,16)	5,22a (0,17)	5,50a (0,16)	5,83b (0,07)	5,83b (0,07)	5,40a (0,16)	5,83b (0,07)	5,40a (0,16)
C. E. (dS m ⁻¹)	0,16a (0,02)	0,23a (0,04)	0,23a (0,04)	0,19a (0,01)	0,15a (0,02)	0,19a (0,04)	0,15a (0,02)	0,17a (0,04)	0,19a (0,04)	0,17a (0,04)	0,19a (0,03)	0,17a (0,04)	0,19a (0,03)	0,17a (0,06)	0,17a (0,06)	0,18a (0,04)	0,17a (0,06)	0,18a (0,04)
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	0,60a (0,00)	0,55a (0,19)	0,55a (0,19)	0,50a (0,11)	0,60a (0,16)	0,60a (0,16)	0,60a (0,16)	0,70a (0,11)	0,60a (0,16)	0,70a (0,11)	0,20a (0,03)	0,70a (0,11)	0,20a (0,03)	0,04b (0,02)	0,04b (0,02)	0,38a (0,09)	0,04b (0,02)	0,38a (0,09)
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	0,30a (0,05)	0,36a (0,13)	0,36a (0,13)	0,31a (0,06)	0,20a (0,06)	0,27a (0,08)	0,20a (0,06)	0,26a (0,11)	0,27a (0,08)	0,26a (0,11)	0,23a (0,07)	0,26a (0,11)	0,23a (0,07)	0,10b (0,01)	0,10b (0,01)	0,18a (0,03)	0,10b (0,01)	0,18a (0,03)
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,72a (0,10)	0,68a (0,16)	0,68a (0,16)	0,65a (0,06)	0,48a (0,12)	0,36a (0,10)	0,48a (0,12)	0,46a (0,13)	0,36a (0,10)	0,46a (0,13)	0,15a (0,04)	0,46a (0,13)	0,15a (0,04)	0,15a (0,10)	0,15a (0,10)	0,15a (0,05)	0,15a (0,10)	0,15a (0,05)
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	1,91ab (0,35)	2,34a (0,61)	2,34a (0,61)	1,45b (0,10)	1,39a (0,17)	1,74a (0,35)	1,39a (0,17)	1,61a (0,29)	1,74a (0,35)	1,61a (0,29)	0,89a (0,10)	1,61a (0,29)	0,89a (0,10)	1,19b (0,28)	1,19b (0,28)	0,82a (0,08)	1,19b (0,28)	0,82a (0,08)
NH ₄ ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,15a (0,01)	0,23a (0,06)	0,23a (0,06)	0,15a (0,00)	0,28a (0,06)	0,11b (0,05)	0,28a (0,06)	0,32a (0,10)	0,11b (0,05)	0,32a (0,10)	0,22a (0,01)	0,32a (0,10)	0,22a (0,01)	0,29a (0,05)	0,29a (0,05)	0,33 ^a (0,10)	0,29a (0,05)	0,33 ^a (0,10)
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,66a (0,15)	1,23b (0,35)	1,23b (0,35)	0,81a (0,18)	0,72a (0,15)	1,15a (0,41)	0,72a (0,15)	0,77a (0,12)	1,15a (0,41)	0,77a (0,12)	0,44a (0,12)	0,77a (0,12)	0,44a (0,12)	0,30a (0,09)	0,30a (0,09)	0,33 ^a (0,10)	0,30a (0,09)	0,33 ^a (0,10)
NO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,14a (0,007)	0,12b (0,012)	0,12b (0,012)	0,12b (0,008)	0,10a (0,006)	0,08a (0,011)	0,10a (0,006)	0,11a (0,027)	0,08a (0,011)	0,11a (0,027)	0,16a (0,024)	0,11a (0,027)	0,16a (0,024)	0,17a (0,013)	0,17a (0,013)	0,11b (0,015)	0,17a (0,013)	0,11b (0,015)

a,b Valores seguidos por diferente letra dentro de la misma fila indican que existen diferencias significativas para p<0,05.

Los niveles de cloruros fueron también superiores en las parcelas tratadas con lodo (Tabla 4). El resto de los cationes y aniones en forma soluble, no sufrieron modificaciones por efecto de los distintos tratamientos aplicados (Tabla 4).

Por lo que se refiere a la fase sólida, el suelo de partida (Tabla 3) era un suelo ácido (5,5), con muy baja capacidad de cambio efectiva ($3,6 \text{ cmol (+) kg}^{-1}$) y con una buena parte de las posiciones de cambio ocupadas por aluminio (32%). Los distintos tratamientos no produjeron modificaciones sobre la capacidad de intercambio del suelo (Tabla 5). En todos los tratamientos el catión básico dominante fue el Ca, seguido del Mg, Na y K por este orden. En las parcelas T1 se alcanzaron los mayores niveles de Ca, presentando diferencias significativas con las parcelas testigo, a los tres y ocho meses de iniciada la experiencia (Tabla 5). También se produjo un incremento del Mg (Tabla 5) a los 3 meses de realizado el abo-

nado, sin embargo, a los 6 meses descendió y a los 8 meses mostraba valores más bajos y significativamente diferentes al tratamiento control. Obviamente, el abonado mineral (T2) no modificó el contenido de Mg en el suelo, manteniéndose siempre por debajo del nivel de las parcelas testigo. En cuanto al Na y al K, no se observaron diferencias significativas entre tratamientos ni a lo largo del tiempo (Tabla 5). De todas formas, se observó una tendencia al incremento del Na en las parcelas que recibieron lodo. Además, la adición de este residuo produjo una disminución (no significativa estadísticamente) del porcentaje de aluminio que pasó a ocupar el 27,6% de las posiciones de cambio.

Las producciones obtenidas en las parcelas fertilizadas con lodos no fueron diferentes estadísticamente a las conseguidas con el abonado mineral, pero duplicaron a las conseguidas en las parcelas control (Fig.1).

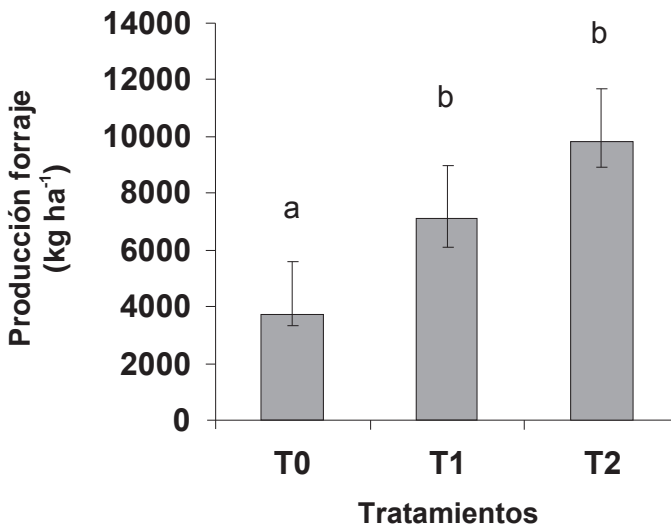


FIGURA 1: Producción de forraje según distintos tratamientos en el corte de silo. Las barras representadas con igual letra no presentan diferencias significativas para $p < 0.05$. T0: control, T1: lodo, T2: fertilización NPK.

TABLA 5. Medias y desviaciones standard (entre paréntesis) de la capacidad de intercambio catiónico efectiva y de los cationes de calcio, expresados en $\text{cmol } (+) \text{ kg}^{-1}$, tres, seis y ocho meses después de la primera fertilización.

Tratamiento	3 meses			6 meses			8 meses		
	T0	T1	T2	T0	T1	T2	T0	T1	T2
ClC_e	3,03 ^a (0,53)	3,69 ^a (0,49)	3,26 ^a (0,34)	3,26 ^a (0,26)	3,18 ^a (0,53)	2,83 ^a (0,31)	3,68 ^a (1,01)	3,03 ^a (0,72)	3,73 ^a (0,62)
Ca	0,95 ^a (0,60)	1,25 ^b (0,19)	1,00 ^{ab} (0,28)	0,85 ^a (0,19)	1,05 ^a (0,30)	0,65 ^a (0,25)	1,09 ^a (0,28)	1,18 ^{ab} (0,32)	0,98 ^a (0,19)
Mg	0,45 ^a (0,16)	0,74 ^b (0,21)	0,45 ^{ac} (0,08)	0,45 ^a (0,08)	0,57 ^a (0,09)	0,41 ^a (0,21)	1,00 ^a (0,62)	0,39 ^b (0,11)	0,78 ^{ab} (0,30)
Na	0,35 ^a (0,04)	0,37 ^a (0,02)	0,33 ^a (0,04)	0,43 ^a (0,08)	0,38 ^a (0,10)	0,37 ^a (0,04)	0,43 ^a (0,07)	0,48 ^a (0,14)	0,44 ^a (0,04)
K	0,17 ^a (0,05)	0,19 ^a (0,04)	0,18 ^a (0,02)	0,24 ^a (0,07)	0,18 ^a (0,05)	0,20 ^a (0,08)	0,22 ^a (0,03)	0,21 ^a (0,07)	0,26 ^a (0,08)
Al	1,11 ^a (0,14)	0,99 ^a (0,33)	1,30 ^a (0,26)	1,29 ^a (0,32)	1,00 ^a (0,40)	1,21 ^a (0,31)	0,94 ^a (0,42)	0,78 ^a (0,47)	1,27 ^a (0,37)

a, b, c Para cada período de tiempo después de la aplicación de los tratamientos, valores seguidos de diferente letra, dentro de la misma fila, indican que existen diferencias significativas para $p < 0,05$.

DISCUSIÓN

En las parcelas tratadas con lodo (T1) se produjo un incremento del valor de pH, además se elevó el Ca de cambio y disminuyó el porcentaje de saturación de Al. Estos resultados sugieren que este residuo se comportó como un agente encalante, mostrando un efecto similar a los lodos de depuradoras de aguas residuales (Narval et al., 1983; Costa, et al., 1987; Hue et al., 1988) y a lo encontrado por otros autores empleando lodos de lechería (De Lauzanne and Merillot, 1986; López Mosquera et al., 1999 (en prensa)).

El incremento experimentado por la conductividad eléctrica, sodio y cloruros (Tabla 4) en las parcelas tratadas con lodo se debió a la incorporación al suelo de este material, caracterizado por su elevada conductividad eléctrica (3 dS m^{-1}) y que además, aporta una media de 50 kg de Na por ha. De hecho, la cantidad de sodio en las parcelas tratadas con lodo fue hasta un 25% superior a las control. Sin embargo, dado que tanto los iones Na^+ como Cl^- son elementos muy móviles, poco retenidos por el suelo, se lavaron con facilidad, disminuyendo con el tiempo (seis y ocho meses después de la primera aplicación) en el que se produjo una precipitación de 865 mm. De todas formas, la conductividad eléctrica no fue limitante ni para el suelo ni para el cultivo (siempre fue menor de 4 dS m^{-1}), como tampoco lo fueron los iones Cl^- y Na^+ , ya que el PSI fue siempre inferior a 3,8 % y los cloruros no superaron los $1,4 \text{ mmol L}^{-1}$.

Aunque se observó, de forma puntual, un cierto incremento de la salinidad en la fase líquida del suelo, este no llegó a afectar a la fase sólida, ya que en ningún momento se observaron diferencias significativas entre los niveles de sodio de cambio alcanzados con los diferentes tratamientos aplicados (Tabla 5).

Estos resultados difieren de lo encontrado por otros autores (Bahri y Houmane, 1987; Bevacqua, 1994), cuando emplean

lodos de origen urbano o industrial con conductividades eléctricas similares a la del lodo de estudio, ya que se trata en general de experiencias realizadas en regiones áridas o semiáridas, donde no se produce un intenso lavado por el agua de lluvia como en este caso.

Las buenas producciones obtenidas en las parcelas fertilizadas con lodos, similares a las conseguidas con el abonado mineral, confirman la ausencia de efecto salino en el suelo.

CONCLUSIONES

A pesar del carácter salino de este lodo, su aplicación fraccionada en dos aportes de $80 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1}$ a lo largo del ciclo de cultivo de una pradera mixta establecida sobre un suelo ácido y bajo un clima templado-húmedo, no produce incremento de la salinidad a nivel superficial que llegue a ser limitante. Por lo tanto, este residuo puede ser utilizado como fertilizante con garantías en cuanto a su efecto salino, pudiendo sustituir en gran parte a los abonos de síntesis. De todas formas, cuando se utilicen estos lodos sería recomendable hacer un seguimiento del contenido en sales, sobre todo en suelos con deficiente drenaje, en condiciones de escasa pluviometría o cuando se realicen aplicaciones repetidas.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del proyecto FEDER 1FD97-0334 y al contrato 1997/CE317 con la empresa Lactalis-Leche de Galicia, S.A. Agradecemos a D. Moisés Carballeira su valiosa colaboración para la realización del ensayo de campo.

REFERENCIAS

Bahri, A.; Houmane, B. 1987. Effect de l'épandage des eaux usées traitées et des boues résiduaires sur les caractéristiques

- d'un sol sableux de Tunisie. *Science du Sol* **25/4**, 267-278.
- Beck, A.J.; Alcock, R.E.; Wilson, S.C.; Wang, M.J.; Wild, S.R.; Sewart, A.P.; Jones, K.C. 1995. Long-term persistence of organic chemicals in sewage sludge-amended agricultural land: a soil quality perspective. *Advances in Agronomy* **55**, 345-391.
- Berti, W.R.; Jacobs, L.W. 1998 Distribution of trace elements in soil from repeated sewage sludge applications. *J. Environ. Qual.* **27**, 1280-1286.
- Bevacqua, R.F. 1994. Cumulative effects of sludge compost on crop yields and soil properties. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* **25 (3 & 4)**, 395-406.
- Brown, J.R., Bough, W.A.; Hoenshell, C. 1990 Use of lime-stabilized dairy-plant waste for forage production. *J Prod Agric* **3**, 340-344.
- Calvo de Anta, R.; Fernández Marcos, M.L.; Veiga Vila, M.A. (1987). Composición de la disolución del suelo en medios naturales de Galicia. *An. Edafol. Agrobiol.* **46**, 621-641.
- Costa, F.; Hernández, M.T.; Moreno, J.I. 1987. Utilización agrícola de lodos de depuradora. CSIC, Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura, Spain.
- De Lauzanne, R.; Merillot, J.M. 1986. La valorisation agricole des boues de laiterie. Agence Nationale pour la Récupération et l'Élimination des Déchets (ANRED), France.
- Dougan, W.K.; Wilson, A.L. 1974. The absorptiometric determination of aluminium in water. A comparison of some chromogenic reagents and development of an improved method. *Analyst* **99**, 413-430.
- FAO, 1991. The Soil Map of the World. FAO-UNESCO, Roma.
- Felipó Oriol, M.T. 1995 Reutilización de residuos urbanos y posible contaminación. En: Jornadas técnicas de *Gestión y utilización de residuos urbanos para la agricultura*. Ed. Aedos. Mundi Prensa. Madrid, 27-36.
- García López, J.; Jamin, E.; Buson, C.; Carral Vilarino, E.; Moirón Rodríguez, C.; López Mosquera, M.E. 1999. Biological Treatment of Wastewaters from a Dairy Industry (Besnier-Leche de Galicia, S. A.) In: Actas V Congreso Internacional de Química de la ANQUE. Solid, Liquid and gaseous wastes: their best destination (III). ANQUE. Madrid. pp 191-203.
- Guichet, J. 1987. Evolution d'une rendzine consecutive a 25 années d'épandage d'eaux résiduaires de laiteries. *Sci. Sol.* **25/2**, 95-106.
- Guidi, G.; Pagliai, M.; Giachetti, M. 1982. Modifications of some physical and chemical soil properties following sludge and compost applications. In: *The influence of sewage sludge on physical and biological properties of soils* Catroux, P.L'Hermite y E. Suess, eds. Dordrasht, Holanda, 122-130.
- Hue, N.J.; Silva, J.A.; Arifin, R. 1988. Sewage sludge-soil interactions as measured by plant and soil chemical composition. *J. Environ. Qual.* **17**, 384-390.
- Jump, R.K.; Olsen, F.J.; Jones, J.H.; McCoy, G.C.; Paterson, J.J. (1981). Applying dairy effluent on cropland. *Biocycle* **22**, 51-55.
- Kirchmann, H.; Tengsved, A. 1991. Organic pollutants in sewage sludge. 2. Analysis of barley grains grown on sludge-fertilized soil. *Swedish J. Agric. Res.* **21**, 115-119.
- López Mosquera, M.E.; Moirón, C.; Carral, E. 1998a. Effects of dairy-industry sludge fertilization on mixed field production and on their botanical composition. Seminar notes of Research Conference

- FAO/CIHEAM European 1998. Lowland grassland of Europe. Utilisation and development. A Coruña. Spain.
- López Mosquera, M.E.; Moirón, C.; Carral, E. 1998b. Recycling of sludges coming from a dairy industry in agriculture areas. Actas V Congreso Internacional de Química de la ANQUE. Solid, Liquid and Gaseous Wastes: their best destination (III). Tomo II, 205-214.
- López Mosquera, M.E.; Cascallana, V.; Seoane, S. 1999. Comparative effects of dairy sludge and a mineral NPK fertilizer application on an acid soil. *Agr. Ecosyst. Environ.* (en prensa).
- Moirón, C.; Carral, E.; López Mosquera, M.E. 1997. Métaux lourds contenus dans les sols fertilisés avec des boues d'une industrie agroalimentaire. Deuxième Colloque International de Recherche sur les sous-produits de traitement et d'épuration des fluides. Tome 2, 382-393.
- Morisot, A.; Gras, R. 1974. Caractérisation des effluents des industries agricoles et alimentaires. *Ann. Agron.* **25** (2-3), 209-229.
- Narval, R.P.; Singh, B.R.; Panwar, A.R. 1983. Plant availability of heavy metals in sewage sludge treated soil: I. Effect of sewage sludge and soil pH on yield and chemical composition of grape. *J. Environ. Qual.* **12**, 358-365.
- Norusis, M.J. 1994. SPSS base para windows, versión 6.0. Guía del usuario. SPSS. Hispanoportuguesa, Madrid.
- O'Riordan, E. G.; Dodd, V.A., Fleming, G.A.; Tunney, H. 1994. Repeated application of a metal-rich sewage sludge to grassland. 1. Effects on metal levels in soil. *Irish J. Agr. Food. Res.* **33**, 41-51
- Peech, M.; Alexander, L.T.; Dean, L.; Reed, J.F. 1947. Methods of soil analysis for soil fertility investigations. U. S. Dep. Agric. Cir. 757, pp 25.
- Richards, L.A. (1954). Diagnosis and Improvement of saline and alkali soils. Handbook nº 60, U.S. Dept. of Agr., Washington.
- Rodgers, C.S.; Anderson, R.C. 1995 Plant growth inhibition by soluble salts in sewage sludge-amended mine spoils. *J. Environ. Qual.* **24**, 627-630
- Sommers, L. E., Sutton, A.L., 1980. Use of waste materials as sources of phosphorus. In: The role of phosphorus in agriculture. R.C. Dinauer and M. Stelly (Eds.). American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Wild, S.R.; Jones, K.C. 1992. Organic chemicals entering agricultural soils in sewage-sludge: screening for their potential to transfer to crop plants and livestock. *Sci. Total Environ.* **119**, 85-119.

HIDROTOPOSECUENCIA DE SUELOS LIGERAMENTE HIDROMÓRFICOS EN PARTIDO DE LA PLATA, ARGENTINA

B. A. GUICHON*, P. A. IMBELLONE** y J. E. GIMÉNEZ**

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

**Instituto de Geomorfología y Suelos. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de

La Plata. Calle 3 No. 584. 1900 La Plata, Argentina. e-mail: igs@museo.fcnym.unlp.edu.ar

Abstract: Oxidation-reduction potential (Eh), iron (Fe^{2+}) and manganese (Mn^{2+}) were measured seasonally during 23 months in two Vertic Argialbolls of the Pampean Region. The soils, located along a hydro-toposequence, are non-hydromorphic (imperfectly drained) and slightly hydromorphic (poorly drained). No close relationship was found with seasonal rainfall or with relatively dry or humid periods. Eh would be closely related to daily rainfall shortly before the measurement and to soil water content during the measurement. Differences in relative contents of Fe^{2+} and Mn^{2+} and in their distribution in the profiles are ascribable to natural drainage classes.

Key words: oxidation-reduction potential (Eh), iron, manganese, hydromorphism, rainfall

Resumen: En una hidrotoposecuencia de Argialboles vérticos, ligeramente hidromórficos, de la región pampeana húmeda argentina se realizaron mediciones estacionales de potencial de óxido-reducción (Eh), hierro (Fe^{2+}) y manganeso (Mn^{2+}) a lo largo de 23 meses, relacionándolas con la dinámica pluvial. No se encontró correspondencia estricta con la pluviometría estacional ni con períodos relativamente "secos" o "húmedos". El Eh estaría estrechamente relacionado con la pluviometría semanal previa a la medición y con los días transcurridos desde la última lluvia. Las cantidades de Fe^{2+} y Mn^{2+} y su distribución en los suelos se vinculan a la clase de drenaje natural.

Palabras clave: potencial de óxido-reducción (Eh), hierro, manganeso, hidromorfismo, precipitaciones

INTRODUCCIÓN

En el concepto clásico el proceso de hidromorfia se manifiesta por características del paisaje (relieve, vegetación) como por rasgos redoximórficos en el perfil, acompañados por una condición geoquímica específica. Estas relaciones son concurrentes en

suelos donde el proceso de hidromorfia está claramente definido como los suelos hidromórficos y muy hidromórficos descriptos en la bibliografía (Duchaufour, 1977). Algunos suelos de la región pampeana que están ubicados en posiciones intermedias de las pendientes muestran una variación creciente de propiedades hidromórficas hacia las posicio-

nes deprimidas del paisaje. Ellos gradan desde pedones con alguna propiedad hidromórfica, como por ejemplo la vegetación higrófila, pero carentes de rasgos redoximórficos en el perfil, hasta otros suelos con propiedades hidromórficas bien definidas.

En suelos de la "Pampa Deprimida" se ha encontrado una relación entre la presencia de rasgos hidromórficos del perfil y los valores del potencial de óxido-reducción (Eh) (Taboada y Lavado, 1986). En un trabajo previo, los dos primeros autores encontraron una relación general entre los valores de Eh y la pluviometría (Imbellone y Guichon, 1996).

En este trabajo se planteó como objetivo el registro de las posibles diferencias estacionales que podrían encontrarse en la medición del Eh y el contenido de Fe^{2+} y Mn^{2+} en dos pedones de una hidrotoposecuencia, dadas por su diferente posición en el relieve.

CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El partido de La Plata se encuentra en la región pampeana húmeda. Posee relieve suavemente ondulado, con pendientes entre 0,5 y 1% y está disectado por cursos que pertenecen a las vertientes de los ríos de la Plata y Samborombón. Los suelos dominantes son Molisoles y Alfisoles, y en menor proporción Vertisoles según el sistema Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998). En las planicies de inundación y áreas de pendientes proximales se pueden desarrollar suelos bajo condiciones de hidromorfia temporaria, con o sin horizontes fuertemente eluviados y rasgos redoximórficos (Argialboles, Argiacuales y Natracualfes, INTA, 1989). La duración del período de hidromorfia está relacionada con las variaciones hídricas y posición en el relieve. La profundidad de la capa freática varía generalmente entre 1,60 y 3,00 metros.

Según el balance hídrico del suelo (Datos del Observatorio Astronómico de La Plata. 34° 55' S, 57° 57' W. Años 1909-1994) hay

una relación directa entre el estado de humedad de los suelos y la dinámica hídrica (Tabla 1). La oferta hídrica media anual que reciben los suelos es de 1029 mm. Existe un prolongado período, desde fines de otoño a mediados de primavera, con un exceso de agua de 245 mm, durante el cual el suelo se encuentra húmedo a saturado, y a veces cubierto de agua después de una lluvia intensa. Luego continúa un corto período de consumo de agua a fines de primavera, al que le sigue un período con escaso déficit (9 mm) en verano. Finalmente el período de recarga va desde principios hasta mediados de otoño. De acuerdo con este balance hídrico, los suelos bien drenados del área tienen régimen de humedad *údic*, definido de manera simplificada como aquel que corresponde a suelos con déficit de humedad inferior a 90 días acumulativos en el año (Soil Taxonomy, Soil Survey Staff, 1998).

La zona de trabajo se ubica en el curso medio del arroyo Maldonado, perteneciente a la vertiente del río de la Plata, donde se analiza una hidrotoposecuencia constituida por dos pedones clasificados como Argialboles vérticos: Pedón 1 (35°57'30" S; 57°54'25" W) A (0-27 cm); E (27-50 cm); Btss (50-70 cm); Btkss (70-97 cm); Btk (97-115 cm); BC (115-160 cm); C (160-220 cm). Pedón 2 (35°57'30" S; 57°54'25" W): A (0-35 cm); E (35-52 cm); Btss (52-70 cm); Btgss1 (70-97 cm); Btgss2 (97-140 cm); 2BCg (140-160 cm); 2C(160+ cm).

El Pedón 1 corresponde a la posición topográfica más alta, es imperfectamente drenado y está situado en la parte proximal de la pendiente, con una vegetación de pradera húmeda mezclada con especies de pastizal pampeano, de 80 cm de altura, y especies indicadoras de drenaje deficiente (*Baccharis coridifolia*, *Eringium eburneum*, *Lolium perenne*, *Cynodon dactylon*). El Pedón 2 se ubica en la planicie de inundación del Arroyo Maldonado, es pobremente drenado, con vegetación de pradera húmeda que en verano

TABLA 1. Balance hídrico de la zona de La Plata (1909-1994)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Año
Precipitación (mm)	99	93	110	95	82	63	65	66	78	94	95	89	1029
Temperatura media (°C)	22,6	21,9	19,8	16,3	13,0	10,2	9,5	10,7	12,8	15,5	18,5	21,1	16,0
Evapotranspiración potencial (mm)	126	103	86	56	40	22	20	28	42	64	88	116	791
Evapotranspiración real (mm)	120	101	86	56	40	22	20	28	42	64	88	115	782
Almacenaje (mm)	151	143	167	200	200	200	200	200	200	200	200	173	
Déficit de agua (mm)	6	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	9
Exceso de agua (mm)	-	-	-	6	42	41	45	38	36	29	8	-	245

no cubre totalmente el suelo (*Cynodon dactylon*, *Eriogonum eburneum*, *Stipa sp.*, *Cyperus sp.*, *Trifolium repens*). Este ambiente es plano y en algunos años puede acumular agua en superficie, en áreas reducidas y por cortos períodos de tiempo. Los rasgos redoximórficos presentan diferente grado de expresión en este perfil. En los horizontes E y Btss se encuentran moteados y concreciones ferromangáníferas muy escasas y los horizontes Btgss1, Btgss2 y 2BCg poseen manchas de colores gley: 5Y 2,5/2(h); 5Y 2,5/2(h); 5Y 5/3(h), respectivamente. Este suelo podría definirse, según Faulkner y Patrick (1992), como transicional a la hidromorfia.

MÉTODOS

Para las mediciones de Eh se utilizó un equipo con voltímetro y amperímetro, electrodos con punta de platino (Pt) y un electrodo de calomel como referencia. Los electrodos de Pt se calibraron mediante solución de Zobell (1946), y según la ecuación sugerida por Lévy y Toutain (1979), adaptada para el electrodo de calomel: $Eh = 183 \text{ mV} + 2,4 (25^\circ - t^\circ)$. Los valores de Eh se corrigieron para pH 7 a fin de compararlas entre sí. Para efectuar la corrección se tomó el factor dE

(V)/ dpH = -0,05974 volts, establecido en trabajos previos (Bohn, 1971). Las medidas de Eh se realizaron estacionalmente "in situ" en los horizontes A, E y Btss de cada suelo, siguiendo la metodología de Vizier (1970), y tomando tres medidas en cada uno, con correcciones a pH 7.

Las muestras recolectadas en el campo para hacer las distintas determinaciones se colocaron en envases herméticos opacos a la luz y recubiertos con papel metálico. Se transportaron y almacenaron refrigeradas y las determinaciones correspondientes se hicieron dentro de las 24 horas de su extracción.

Fe^{2+} y Mn^{2+} y humedad presente se determinaron en los perfiles completos. El Fe^{2+} se determinó colorimétricamente con O-fenantrolina, previa extracción con Cl_3Al al 3% (Ignatieff, 1941, modificado por Guichon, inédito); y el Mn^{2+} por absorción atómica. La humedad presente se determinó gravimétricamente mediante secado en estufa a 105 °C hasta peso constante.

Las determinaciones de campo y laboratorio se realizaron en forma estacional entre agosto de 1994 a junio de 1996 (23 meses).

Los datos se trataron estadísticamente (Davis, 1986). Para algunas variables, se cal-

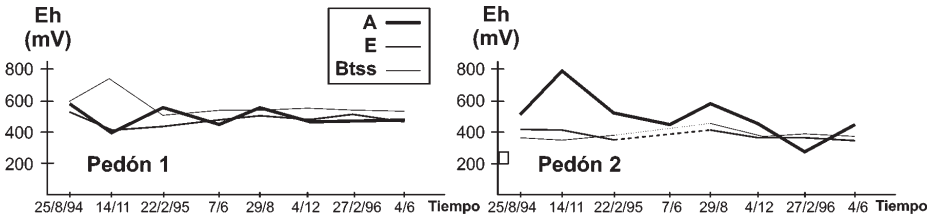


FIGURA 1. Variación de Eh en los horizontes A, E y Btss en el tiempo (En los segmentos punteados no se obtuvo el dato estacional)

cularon los parámetros estadísticos básicos y se construyeron los respectivos histogramas. Usando el programa estadístico Statistica se graficaron diagramas de dispersión combinando de a dos variables y aplicando diversas funciones (potencial, logarítmica, exponencial, etc.). A nivel indicativo, dado el escaso número de datos, se calcularon correlaciones por pares de propiedades, por horizontes, por perfil y por fecha de medición, utilizando el coeficiente de Pearson, para un $p=0,05$.

Los suelos se describieron según normas vigentes en el país (Soil Survey Division Staff, 1993) y se clasificaron según el sistema Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1998).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Relaciones entre Eh y pluviometría

Como puede verse en la Fig. 1, el horizonte A del pedón pobremente drenado es el que presenta los mayores cambios en Eh a lo

largo del estudio. Esta observación fue corroborada al calcular la dispersión de los datos de Eh mediante la amplitud y la desviación standard para cada horizonte (Tabla 2). Basados en dichos cálculos, se decidió profundizar el análisis sobre el citado horizonte.

A fin de aproximar el tipo de distribución de las variables principales, se realizaron histogramas de frecuencias con los datos correspondientes. Para Eh, H% y pluviometría los mismos se distribuyeron siguiendo curvas normales asimétricas, en tanto Fe^{2+} y Mn^{2+} se pudieron asimilar a distribuciones log normales.

La curva de variaciones de Eh de la Fig. 2a evidencia dos máximos y dos mínimos. Los primeros corresponden uno a primavera y otro a invierno, y los segundos a otoño y verano. En el registro pluviométrico semanal (Fig. 2b) para los 23 meses, se pueden diferenciar estimativamente períodos más “húmedos” que otros, sobre la base de la pluviometría correspondiente a cada uno de

TABLA 2. Valores de amplitud y desviación standard para los datos de Eh de los tres horizontes superiores de cada pedón

	Pedón 1			Pedón 2		
	A	E	Btss	A	E	Btss
Amplitud	536	75	149	153	148	295
s	141	28	42	53	44	89

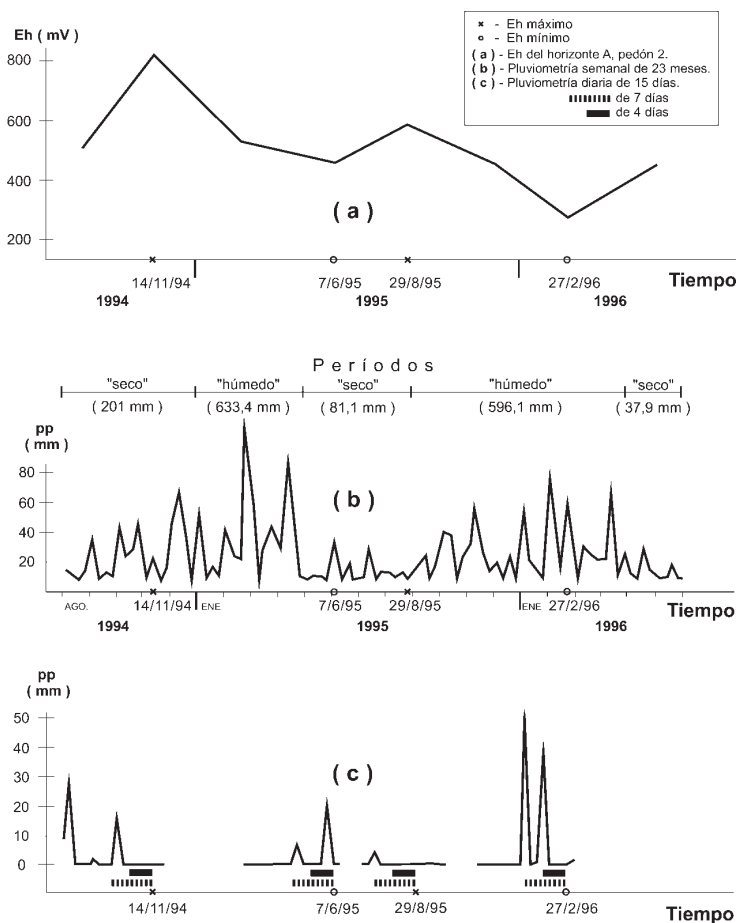


FIGURA 2. Variaciones de Eh con la pluviometría en el tiempo.

FIGURA 2. Variaciones de Eh con la pluviometría en el tiempo.

ellos, y que abarcan una cantidad variable de meses cada uno. Calificaremos a éstos períodos como “húmedos” y “secos”. Basándose solamente en la pluviometría y de una manera general, sería esperable que hacia el final de un período “húmedo” los registros de Eh fueran bajos y viceversa. Relacionando los períodos mencionados con los valores máximos y mínimos de Eh, se observa que los dos máximos están ubicados hacia el final de los

períodos “secos”. En los mínimos se encuentra que el último de ellos se corresponde con el final de un período “húmedo” y el otro se ubica al comienzo de un período “seco”. De este análisis surge que las variaciones del Eh no se ajustan estrictamente a lo esperado para los períodos “húmedos” y “secos” que se han diferenciado, aunque las medidas no fueron hechas al final de cada período.

Por lo tanto y buscando una explicación

TABLA 3. Relación entre el Eh y la precipitación en los 15, 7 y 4 días previos a la medición. Pedón 2.

Eh (mV)	máximos de Eh		mínimos de Eh		r
	primavera	invierno	otoño	verano	
	812	583	457	276	
lluvia(mm)					
15 días	44,4	6,8	26,2	127,4	-0,163
7 días	15,1	0,3	26,2	88,1	-0,538
4 días	0	0,3	19,7	37,7	-0,634

para los valores de Eh registrados, se ha graficado la pluviometría diaria acumulada para los 15 días previos a cada valor máximo y mínimo de Eh (Fig. 2c). En un trabajo anterior (Imbellone y Guichon, 1996) se estableció la correlación entre la pluviometría diaria previa a la lectura y los valores de Eh medidos. En la Tabla 3 se consignan los valores pluviométricos acumulativos durante los 15, 7 y 4 días previos a cada medida y el coeficiente de correlación entre los distintos intervalos de tiempo y el Eh correspondiente al suelo pobremente drenado (Pedón 2).

La precipitación acumulada correspondiente a los 4 días previos a cada medición explicaría mejor los valores de Eh obtenidos para el horizonte bajo análisis. Por tanto, en relación con la pluviometría, el valor del Eh en cada caso dependería de la cantidad de lluvia caída durante los 4 días previos inmediatos a la lectura. Asimismo, se encontró una correlación aceptable entre la humedad (H%) medida en el momento de la lectura y el Eh encontrado ($r_{\text{Eh/humedad}} = -0,662$, $p=0,05$, $n=9$, Fig. 4).

Comportamiento del Fe^{2+} y Mn^{2+}

En el Pedón 1 el Fe^{2+} y Mn^{2+} muestran una distribución errática en el perfil, sin guardar relación alguna entre sí ni con el Eh o la pluviometría. Las frecuencias de detección de

estos elementos casi no difieren en ambos pedones, al igual que el máximo valor obtenido para el Fe^{2+} (Pedón 1: $\text{Fe}^{2+}\text{máx} = 1,83 \text{ mg.kg}^{-1}$; Pedón 2: $\text{Fe}^{2+}\text{máx} = 2,58 \text{ mg.kg}^{-1}$). En cambio, para el Mn^{2+} el valor máximo obtenido es apreciablemente mayor para el Pedón 2 ($\text{Mn}^{2+}\text{máx} = 26,6 \text{ mg.kg}^{-1}$) que para el Pedón 1 ($\text{Mn}^{2+}\text{máx} = 4,08 \text{ mg.kg}^{-1}$).

Ambos cationes se concentran más frecuentemente en los horizontes A, algunos B y los C de ambos pedones, con tenores variables en cada caso, y excepcionalmente en los horizontes E. Además, la distribución del Fe^{2+} y el Mn^{2+} en el Pedón 2 muestra una heterogeneidad dinámica, con máximos y mínimos que se acompañan entre sí desplazándose a lo largo del perfil durante los 23 meses. Su posición en cada caso posiblemente se asocie al estado de humedad correspondiente a cada fecha de medición. Sin embargo, a lo largo de toda la experiencia, solamente en la fecha correspondiente al mínimo Eh registrado y en el suelo pobremente drenado se encontró una correlación aceptable entre la concentración de Mn^{2+} y la humedad de cada horizonte ($r = 0,82$, $p=0,05$, $n=7$).

En la Fig. 4 se muestra la distribución de Fe^{2+} y Mn^{2+} en dos momentos correspondientes a las fechas de medición indicadas, seleccionadas por asociarse a un máximo y un mínimo de Eh para el horizonte A del

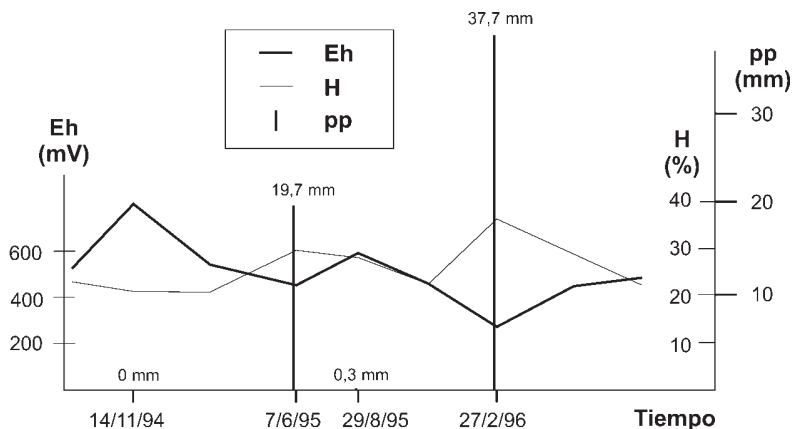


FIGURA 3. Eh, H% y pluviometría de los 4 días previos a los máximos y mínimos de Eh. Horizonte A, Pedón 2.

pedón 2, que es el perfil que presenta los rasgos redoximórficos. Para ambas fechas, el Mn^{2+} se encuentra presente en mayor frecuencia y cantidad que el Fe^{2+} . La distribución de ambos, sin embargo, varía en función de la posición del suelo en el paisaje. Se puede apreciar que aún para el Eh máximo, el Mn^{2+} se encuentra presente tanto en superficie como en profundidad, asociado posiblemente al aporte pluvial y a las oscilaciones de

la capa freática, respectivamente. En cambio, el Fe^{2+} , para esa medición está casi ausente. En el registro mínimo de Eh, y como era de esperar, aumentan las concentraciones y distribución de ambos cationes. La forma de las curvas es semejante para el suelo pobremente drenado. En el suelo imperfectamente drenado solamente se encontró Mn^{2+} , lo cual es coherente con la diferencia en la clase de drenaje natural de ambos pedones. Asimismo,

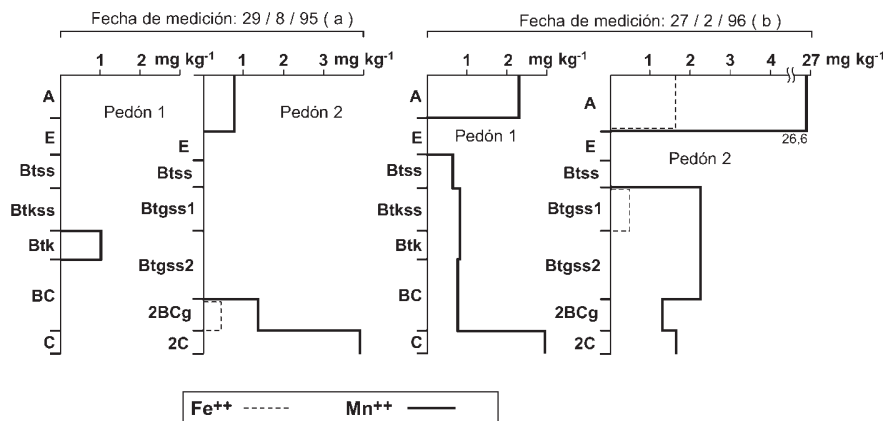


FIGURA 4. Distribución de Fe^{++} y Mn^{++} en los suelos estudiados para dos fechas de medición correspondientes a un máximo (a) y un mínimo (b) de Eh

analizando todos los datos el Mn se encuentra en solución gran parte del año, mientras que el Fe se registra sólo ocasionalmente. Esta situación coincide con lo encontrado por Vepraskas y Bouma (1976).

Para el registro mínimo de Eh, el Mn^{2+} está presente en casi todo el perfil de ambos suelos, con diferencias en concentraciones relativas. En cambio, para el registro máximo del mismo parámetro, está casi ausente en el pedón 1 pero se encuentra en la superficie y en la base del perfil del pedón 2. Si bien hay presencia de Mn soluble en los horizontes intermedios de ambos perfiles durante el registro mínimo de Eh, las mayores concentraciones se encuentran en el pedón 2 que es el que presenta los rasgos redoximórficos. En este suelo se observa una doble influencia hídrica, en superficie debida a aporte pluvial y en profundidad a oscilaciones freáticas, y que parece afectar particularmente al Mn^{2+} .

Considerando que el horizonte A del pedón 2 fue el que mostró mayores variaciones a lo largo del periodo de mediciones, se realizaron diagramas de dispersión entre sus variables utilizando el programa estadístico Statistica. Se ensayaron distintas curvas,

correspondientes a otras tantas funciones (exponencial, logarítmica, potencial, etc.) con los datos de las variables tomadas de a pares. El ajuste de los datos a dichas curvas mostró dos situaciones posibles: a) la curva incluía a la mayoría de ellos dejando fuera a dos casos correspondientes a valores extremos de Eh (276 y 850 mV); o b) incluía estos casos extremos, dejando fuera al resto. A fin de corroborar esta situación, se realizó un análisis multivariado por agrupamiento, mediante la construcción de un dendrograma que incluía las variables Eh, Fe^{2+} , Mn^{2+} , H% y la precipitación de los 4 días previos a cada una de las 9 medidas efectuadas. En el mismo (Fig. 5) se puede apreciar un fuerte agrupamiento de la mayor parte de los datos, quedando fuera los casos 2 (850 mV) y 7 (276 mV), correspondientes al mayor y menor registro de Eh, respectivamente. Consecuentemente, podríamos decir que estos casos marcan más bien la excepción que la regla en el comportamiento del citado horizonte, el cual habitualmente no se encontraría ni totalmente aireado ni bajo condiciones hidromórficas manifiestas.

No obstante lo antedicho y dado que en

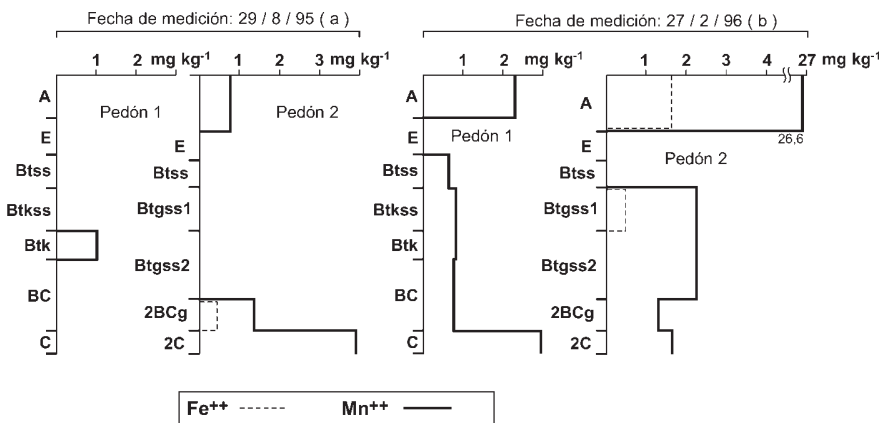


FIGURA 5. Dendrograma de agrupamiento obtenido mediante la técnica del “Ligamento Completo/City-block (Manhattan) distances” de todos los casos correspondientes a las variables Eh, Fe^{++} , Mn^{++} , % humedad y precipitación de los 4 días previos a cada medida Horizonte A, Pedón 2.

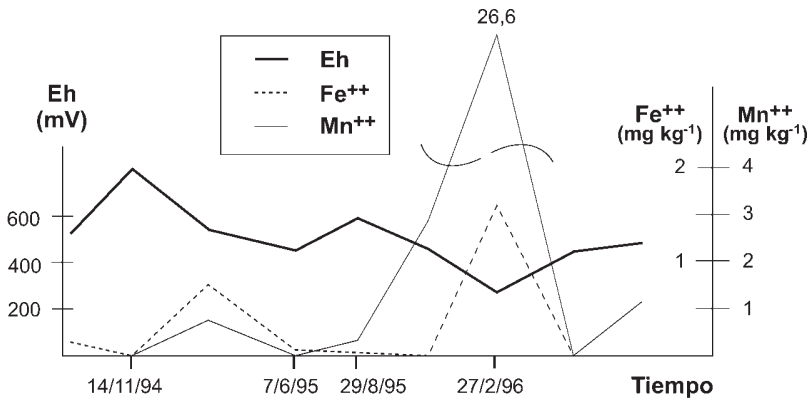


FIGURA 6. Relación de Eh con Fe²⁺ y Mn²⁺ Horizonte A, Pedón 2

la Fig. 6 se observa una concordancia moderada entre las curvas correspondientes a Eh, Fe²⁺ y Mn²⁺ del horizonte A, se calcularon algunos coeficientes de correlación para pares de variables del mismo. Los valores obtenidos son: $r_{Eh/Fe^{2+}} = -0,54$; $r_{Eh/Mn^{2+}} = -0,65$; $r_{Fe^{2+}/Mn^{2+}} = 0,87$.

En la Fig. 7 se observa la correspondencia entre los valores de precipitación acumulada en los 4 días previos a las medidas y las

concentraciones de Mn²⁺ de los horizontes A, Btgss1 y Btgss2. Las correlaciones respectivas son las siguientes: 0,82; 0,64 y 0,64. Asimismo, para el horizonte A del pedón 2 también existe buena correlación entre la precipitación acumulada de 4 días con el Fe²⁺ y con el porcentaje de humedad: 0,76 y 0,75.

Finalmente, para el horizonte C del pedón 2 hay una relación significativa entre la profundidad de la capa freática con el por-

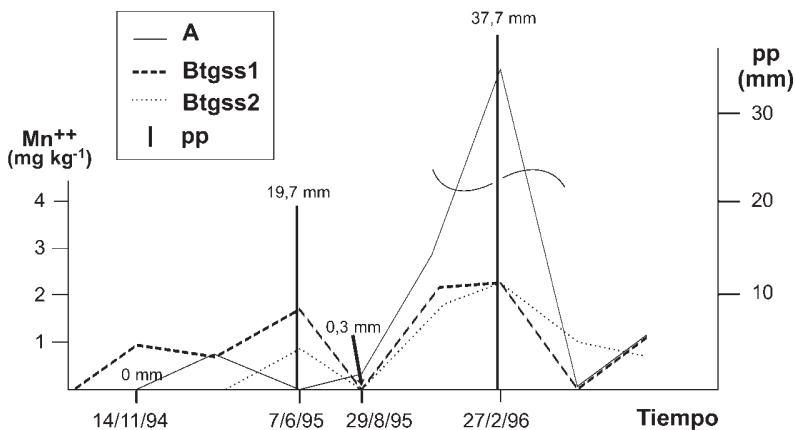


FIGURA 7. Relación entre contenidos de Mn²⁺ en algunos horizontes del Pedón 2 y la pluviometría de los 4 días anteriores a la lectura

centaje de humedad ($r = -0,98$) y el contenido de Mn^{2+} ($r = -0,70$), aunque se trata de muy pocos casos.

CONCLUSIONES

– Aun en el suelo sin rasgos hidromórficos (Pedón 1) se ha detectado la presencia de Fe y Mn solubles.

– El suelo pobremente drenado es considerado como ligeramente hidromórfico a partir del comportamiento del horizonte A. Los valores de Eh y cantidades de Fe^{2+} y Mn^{2+} indican cierta movilización de los mismos en el citado horizonte y en menor grado en otros horizontes. No existe correspondencia unívoca entre los rasgos hidromórficos en el perfil y las máximas concentraciones de Fe^{2+} y Mn^{2+} .

– El suelo imperfectamente drenado no mostró valores de Eh, Fe^{2+} o Mn^{2+} que denotaran claramente condiciones de hidromorfia a lo largo de la experiencia.

– No se registra correspondencia entre los valores máximos y mínimos de Eh con alguna estación del año en particular. A lo largo de los 23 meses, solamente en una ocasión y para el horizonte A del suelo pobremente drenado se registraron intensas condiciones hidromórficas.

– Los valores de Eh de cada medición estarían estrechamente relacionados con la cantidad de lluvia caída en los 4 días previos a la medida, para el horizonte superficial del suelo pobremente drenado.

Agradecimientos. Agradecemos al Dr. Julio C. Merodio su colaboración en la elaboración estadística de los datos.

REFERENCIAS

- Aomine, S. (1992). Review of research on redox potentials of paddy soils in Japan. *Soil Sci.* 94: 6-13.
- Bohn, H.L. (1971). Redox potentials. *Soil Sci.* 112: 39-45.
- Davis, J.C. (1986.) *Statistics and data analysis in geology*. 2a. edición. John Wiley & Sons. New York. 646p.
- Duchaufour, P. (1977). *Pédologie. 1: Pédogènese et classification. I.* . . Masson. Paris. 496 p.
- Faulkner, S.P. y Patrick Jr., W.H. (1992). Redox processes and diagnostic wetland soil indicators in Bottomland Hardwood Forests. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 56: 356-365.
- Ignatieff, V. (1941). Determination and behavior of ferrous iron in soils. *Soil Sci.* 51: 249-263.
- Imbellone, P.A. y GUICHON, B.A. (1996). Algunas propiedades fisico-químicas relacionadas al proceso de hidromorfia. *Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Brasil. CD Rom.*
- INTA. (1989). *Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires 1:500.000*. Centro de Investigaciones de Recursos Naturales (CIRN) . Instituto de Evaluación de Tierras. 525 p. y mapas.
- Lévy, G. y Toutain, F. (1979). Aération et phénomènes d'oxydo-réduction dans le sol. En: Bonneau, M. y B. Souchier. *Pédologie. 2: Constituants et propriétés du sol*. Masson. Paris. 458 p.
- Mc Intyre, D.S. (1970). The platinum electrode method for soil aeration measurement. *Adv. in Agr.* 22: 235-283.
- Ponnamperuma, F.N.; Martínez, E. y Loy, T. (1966). Influence of redox potential pressure of carbon dioxide on pH value and the suspension effect of flooded soils. *Soil Sci.* 101: 421-431.
- Soil Survey Division Staff. (1993). *Soil Survey Manual*. United States Department of Agriculture. Handbook No. 18. Washington D.C. 438 p.
- Soil Survey Staff. (1998). *Keys to Soil*

- Taxonomy*. Natural Resources Conservation Service. 7a. ed. Washington D.C. 644 p.
- Taboada, M.A. y Lavado, R.S. (1986). Características del régimen ácuico de un Natracuol de la Pampa Deprimida. *Ciencia del Suelo* 4: 66-71.
- Vepraskas, M.J.; y Bouma, J. (1976). Model experiments on mottle formation simulating field conditions. *Geoderma* 15: 217-230.
- Vizier, J. F. (1970). Étude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad. *Cah. ORSTOM. Péd.* VIII: 33-47.
- Zobell, C.E. (1946). Oxidation-reduction potential of marine sediments. *Bull. Am. Petrol. Geol.* 30: 477-513.

EROSIÓN HÍDRICA DE SEMILLAS EN RELACIÓN CON SU FORMA Y TAMAÑO

A. CERDÀ, N. GARRIGÓS y P. GARCÍA-FAYOS

Centro de Investigaciones sobre Desertificación-CIDE (CSIC, Universitat de València, Generalitat Valenciana). Camí de la Marjal, s/n, 46470 - Albal, València. Acerda@uv.es

Abstract. Soil erosion is very intense under bare or scarcely covered soils. There, the vegetation should be improved by restoration, mainly on abandoned fields, road embankments, burned soil and mine spoils. Nowadays, seed sowing is the more appropriate, inexpensive, and fast technique, although the surface wash and the splash can remove the seeds after sowing. Nevertheless there were no research focused on this topic. As a preliminary approach, seeds from 46 species were selected from open environments of the East and Southeast of the Iberian Peninsula. The seed ranged in size from 0,04 mg of *Sedum sediforme* and 70 mg of *Prunus mahaleb*. Simulated rainfall at 55,8 mm h⁻¹ was performed under laboratory conditions. The results demonstrate that the length, the width, the surface, and the volume of seeds affects negatively on the seed removal rates. More complex indexes, which represent the form of the seeds such as the Flatness Index or the Circle Index did not show any statistic relationship with the seed losses.

Key words: Erosion, Seeds, Size, Form, Simulated rainfall, Laboratory.

Resumen. En ambientes con escasa o nula cubierta vegetal los procesos erosivos son muy intensos. En esos casos, la regeneración de los suelos pasa por restaurar la vegetación, especialmente en aquellas zonas alteradas por el hombre como los campos de cultivo abandonados, taludes de carretera, derrubios de minas, incendios, etc. En la actualidad, la siembra de semillas es la técnica de revegetación más barata, rápida y conservadora del suelo que se emplea. Sin embargo se encuentra con algunos inconvenientes, entre los que destaca el que las semillas se pueden ver arrastradas por la arroyada y la salpicadura inmediatamente después de su siembra, con lo que la revegetación no se producirá. A pesar de la importancia de los procesos de erosión de las semillas por la escorrentía y la salpicadura no hay estudios al respecto. En una primera aproximación al problema, se eligieron semillas de 46 especies de espacios abiertos del sudeste peninsular, con distintos tamaños (entre *Sedum sediforme*, 0,04 mg y *Prunus mahaleb*, 70 mg), sobre las que se generó lluvia simulada a una intensidad de 55,8 mm h⁻¹, en condiciones de laboratorio. Los resultados demuestran que la longitud, el peso, la superficie y el volumen de las semillas influyen negativamente sobre la tasa de remoción de semillas. Índices más complejos que representan la forma de la semilla como son el de aplanamiento o el de circularidad no muestran ninguna relación estadística con la pérdida de semillas.

Palabras clave: Erosión, Semillas, Tamaño, Forma, Lluvia simulada, Laboratorio.

INTRODUCCIÓN

La vegetación es la cubierta básica en la protección del suelo. Su escasez o falta da lugar a tasas de erosión muy altas y con ello propicia la pérdida de la sostenibilidad de los cultivos y de los ecosistemas naturales (Morgan, 1986). Esta situación es especialmente crítica en ambientes semiáridos donde la precipitación es agresiva con el suelo (Thornes, 1985; López-Bermúdez y Albadalejo, 1990). Si a esta situación estructural de escasas precipitaciones y rala vegetación se unen usos antrópicos poco favorables a la colonización y desarrollo de la vegetación, y la degradación del suelo puede ser un hecho en pocas décadas (Barrow, 1994). Casos concretos de actuaciones que propiciarían la degradación ambiental en el sudeste de la Península Ibérica en particular, y en todo el Mediterráneo en general serían, entre otros, los siguientes:

- 1.- **Abandono de cultivos.** Una parte importante de los campos cultivados en los años 50 quedaron durante las siguientes décadas abandonados como consecuencia de la migración de la población rural a las ciudades. Después del abandono de los campos la superficie queda sin protección, y en ellos las tasas de erosión son altas (Rodríguez *et al.*, 1991; García-Ruiz *et al.*, 1991).
- 2.- Los **incendios forestales** también crean superficies desnudas que quedan afectadas por procesos de erosión de forma muy intensa. También los incendios forestales como los campos de cultivo abandonados, han aumentado su presencia en el Mediterráneo, y con ello las superficies susceptibles de ser afectadas por procesos de erosión (Moreno y Oechel, 1994).
- 3.- El desarrollo de una importante red viaria en los últimos diez años en España ha propiciado también un ingente desarrollo de los **taludes** de carretera, superficies

muy inestables por su nula cubierta vegetal, elevada pendiente y poca consistencia del suelo, lo que da lugar a altas tasas de erosión (Reid y Dunne, 1984). De hecho, la construcción de taludes en vías de comunicación lleva aparejada una estrategia de revegetación y asentamiento del suelo, sin la cual terminaría por desmantelarse la vía construida.

- 4.- Un problema similar lo encontramos con los **derrubios de minas**, los cuales en caso de no ser estabilizados -y en ello juega un papel fundamental la vegetación- pueden provocar graves problemas de contaminación y de riesgo a causa de los movimientos en masa y las elevadas escorrentías generadas (Nicolau, 1992).

Los cuatro casos arriba mencionados no son en absoluto persistentes en el tiempo. En todos ellos, especialmente en los campos abandonados y en los incendios, la regeneración de la vegetación y de los suelos es importante e incluso rápida, con lo que las tasas de escorrentía y erosión se reducen (Naveh, 1994; Walsh *et al.*, 1995). Más complicado es el proceso de regeneración de los derrubios de minas por el tipo de substrato, mientras que en los taludes el mayor problema está en la trascendencia de su rápida estabilización para la conservación de las infraestructuras construidas. Todo este proceso de regeneración se complica en ambiente semiáridos, y más en aquellos, como el mediterráneo, afectados por largos periodos de sequía y una estación seca y muy cálida (verano), donde la lluvia es prácticamente nula y las tasas de evapotranspiración superan con facilidad los 3 mm día⁻¹.

Ante estas condiciones, es obvio que una regeneración rápida de la cubierta vegetal tras las actuaciones antes mencionadas (campos de cultivo abandonados, taludes de carretera, derrubios de minas, incendios) es fundamental para impedir la degradación de los suelos. Hasta el momento, las técnicas más utilizadas para la revegetación se han basado

en la plantación de árboles, especialmente en zonas incendiadas y en los campos de cultivos abandonados. El matorral cada vez está siendo reivindicado más como un eficiente protector del suelo en el sudeste español (Thornes, 1980; Andreu *et al.*, 1998; Puigdefábregas, 1996; Castillo *et al.*, 1997; Bochet *et al.*, 1998) y por ello se está ganando un sitio entre las especies utilizadas, especialmente en ambientes muy degradados. Incluso las herbáceas han aumentado proporcionalmente su presencia en los planes de reforestación, sobre todo en los derrubios de minas y en los taludes de carretera, donde son indispensables para un rápido recubrimiento del suelo. Dos aplicaciones de gran interés son aquellas dedicadas a la protección de urgencia tras incendios de elevada intensidad (Bautista *et al.*, 1996), o en áreas de badlands (Guardía y Ninot, 1998), donde las tasas de erosión son muy elevadas.

Ese paulatino cambio en el tipo de vegetación utilizada en los planes de revegetación: de árboles a arbustos, y de éstos a herbáceas, ha hecho que las técnicas de aplicación cambien de forma ostensible. Se siguen utilizando técnicas de plantación a mano o con máquina, pero el paso de la planta a la semilla hace que la regeneración de la vegetación a partir de la siembra esté cada vez más extendida. Además, la siembra -especialmente la aérea- minimiza la alteración del suelo que supone la plantación y el tránsito de personal y maquinaria con otras técnicas que se han mostrado más agresivas.

No obstante, la aplicación de semillas conlleva un riesgo importante ya que al ser depositadas sobre la superficie del suelo pueden ser erosionadas por las escorrentías y removidas por la salpicadura. Este estudio pretende verificar la susceptibilidad de las semillas a ser removidas y determinar la influencia del tamaño y la forma de éstas en el proceso de remoción. Para ello se ha seleccionado un amplio abanico de especies, con formas y tamaños distintos con el fin de

determinar cuales son más resistentes a la erosión hídrica. En otros estudios previos ya se determinó la influencia de variables hidrológicas y topográficas en el control del proceso de erosión de las semillas (Cerdà y García-Fayos, 1997). En este caso, el estudio se circunscribe al laboratorio con el fin de determinar variables no externas, aquellas propias de las semillas que pudiesen influir en los resultados. Se han descartado las especies cuyas semillas segregan mucílagos y las que poseen apéndices, ya que estas características pueden afectar su susceptibilidad frente al proceso de erosión (García-Fayos y Cerdà, 1997).

Este estudio ayudará a entender los procesos de erosión de las semillas por la lluvia y a diseñar protocolos de siembra de semillas para regenerar superficies degradadas. Además, una selección de las especies más estables ante la lluvia potenciará políticas de revegetación mediante siembra, lo que facilitará la protección del suelo.

MATERIALES Y MÉTODOS.

Se seleccionaron 46 especies con distintos formas y tamaños de semillas recolectadas en ambientes abiertos del este y sudeste de la Península Ibérica. La nomenclatura de las especies sigue los volúmenes de Flora Ibérica publicados hasta 1999 (Castroviejo, 1986-1999), y para el resto se utilizó la obra de Mateo y Crespo (1998). El *Jardí Botànic* de Valencia y el *Banc de Llavors* de la *Conselleria de Agricultura* suministraron parte de las semillas, mientras que las restantes fueron recolectadas y seleccionadas para el fin aquí diseñado. Para cada especie, el **tamaño** de las semillas se ha caracterizado a partir de los siguientes parámetros:

- **Peso** (P): expresado en miligramos.
- **Longitud** (L): eje mayor (mm).
- **Anchura** (A): eje medio (mm).
- **Altura** (T): eje menor (mm).
- **Superficie** (S): longitud por anchura (L x A).

- **Volumen (V)**: superficie por altura ($S \times T$).

- **Densidad (D)**: cociente entre el peso y el volumen (P/V).

- **Ratio S/P**: cociente entre la superficie y el peso (S/P).

En cuanto a los índices de forma se han seleccionado tres:

- **Índice de aplanamiento (F.I.)**. F.I. = $(L+A)/2T$ (Poesen, 1987). Informa del grado de esfericidad de la semilla. En el caso de una semilla esférica el valor sería de 1, y cuanto mayor fuese el índice más lejos de la esfera estaría la forma de la semillas, es decir, más aplanada.

- **Índice de circularidad**: $E_c = L$ (Longitud) / T (Anchura). El valor 1 indicaría que la semilla es perfectamente circular, mientras que valores mayores corresponden a formas distintas del círculo.

Las medidas antes reseñadas fueron tomadas con un micrómetro ocular de sensibilidad 0,01 cm., sobre 20 semillas. Para determinar el peso se utilizó una balanza de precisión con sensibilidad de 0,1 mg. En el caso de semillas con pesos inferiores a 2 mg. se pesaron lotes de hasta 50 semillas.

Los experimentos con lluvia simulada se llevaron a cabo con el aparato diseñado por Kamphorst (1987). Este instrumento se compone de un depósito situado sobre una base cuadrada (625 cm^2) sobre el que se produce la lluvia mediante 49 goteros, los cuales producen una lluvia de distribución uniforme (490 cm^2). Las gotas producidas con agua destilada desde 40 cm de altura alcanzan los 5,9 mm de diámetro y la velocidad terminal es de 2.8 m s^{-1} , con intensidades medias de $55,8 \text{ mm h}^{-1}$ en los experimentos aquí desarrollados.

Para cada especie se realizaron 5 experimentos con 50 semillas. Las semillas se colocaron sobre un papel de lija con una rugosidad de 320 micras, el cual fue elegido con el fin de evitar que las semillas esféricas rodasen durante su colocación, ya que la pendiente seleccio-

nada fue del 20 %. La duración del experimento fue de 25 minutos lo que equivale a un chaparrón de intensidad alta con un periodo de retorno de entre 2 y 5 años en gran parte del sudeste peninsular (Elías y Ruiz, 1979). Para cada especie la tasa de pérdidas utilizadas para los análisis estadísticos fue la media de los cinco experimentos. Todos los análisis se realizaron con el paquete SPSS v.9.0.

RESULTADOS

Tamaños y formas de las semillas.

Las 46 especies seleccionadas se caracterizan por tener semillas muy variables en cuanto a tamaños y formas. La **longitud** varía entre 1 mm de *Phagnalon saxatile* y 12 mm de *Psolarea bituminosa*. El **peso** fue aún más variado. 11 de las 46 semillas seleccionadas superan los 10 mg de peso, incluso llegaron a 70 mg en *Prunus mahaleb*. Las semillas de menor peso fueron las de *Sedum sediforme* (0,04 mg). La **superficie** de las semillas oscila entre los 0.002 cm^2 de *Phagnalon saxatile*, y los $0,595 \text{ cm}^2$ de *Prunus mahaleb*. El **volumen** de las semillas más grandes fue de $0,216 \text{ cm}^3$ en *Osyris quatripartita*, mientras que los volúmenes menores fueron *Cistus ladanifer*, *Cistus clusii*, *Erica multiflora*, *Phagnalon saxatile* y *Sedum sediforme* (todas ellas con volúmenes inferiores a $0,0005 \text{ cm}^3$). La **densidad** de las semillas también fue muy variable. La de mayor densidad fue la de *Cistus monspeliensis* ($1,39 \text{ g cm}^{-3}$) y la de menor fue *Dianthus broteri* ($0,13 \text{ g cm}^{-3}$). La razón de esta gran disparidad (10 veces más *Cistus monspeliensis* que *Dianthus broteri* cuando los pesos son casi iguales) se debe en parte a que el método de determinación del volumen se ve afectado por la forma de la semilla. Por lo que respecta a la **ratio S/P** se encontraron grandes variaciones: 120 para *Sedum sediforme*, 88 para *Erica multiflora* frente a valores de 5,3 para *Pistacea lentiscus* y 5,99 de *Juniperus oxycedrus*.

En cuanto a los índices de la forma

Cistus salvifolius y *Osyris quadripartita* presentaron un índice de aplanamiento 1, es decir son perfectamente esféricas. En cambio, las semillas *Brachypodium retusum* son muy aplanadas (F.I. = 8,1). Entre ambas hay una gran diversidad de formas, aunque el 50 % de las especies presentan semillas con índices de esfericidad entre 1 y 2. El índice de **Circularidad** oscila entre *Brachypodium retusum* (11,60 veces más larga que ancha) y *Osyris quadripartita* y *Cistus monspeliensis* (1,00), que son esféricas.

La pérdida de semillas

Las pérdidas de semillas fueron muy

variadas, oscilando entre 0 y 92,8 %. En término medio sólo el 14 % de las semillas fueron erosionadas, pero en algunos casos las pérdidas fueron nulas (*Juniperus thurifera* o *Pistacia terebinthus*) (Tabla 1). En otras especies las pérdidas de semillas fueron muy importantes: 92,8 % en *Erica multiflora* y 81,60 % en *Phagnalon saxatile*. La figura 1 muestra como la pérdida de semillas presenta una distribución log-normal. Así, sólo 2 de las 46 especies utilizadas superan un 80 % de pérdidas y otras 2 no sufrieron ninguna pérdida. 10 especies superan el 20 % de pérdidas de semillas, y en 20 de las 46 se pierden más del 10 % de

TABLA 1. Pérdida de semillas (%). DES, Desviación estándar

<i>Especie</i>	Pérdidas (%)	DES	<i>Especie</i>	Pérdidas (%)	DES
<i>Erica multiflora</i>	92,80	1,74	<i>Anthyllis cytisoides</i>	6,00	0,89
<i>Phagnalon saxatile</i>	81,60	3,71	<i>Coronilla juncea</i>	5,60	2,04
<i>Sedum sediforme</i>	32,00	2,61	<i>Pistacea lentiscus</i>	5,20	2,15
<i>Osyris quadripartita</i>	30,80	0,49	<i>Daphne gnidium</i>	5,20	1,62
<i>Convolvulus lanuginosus</i>	28,80	3,14	<i>Dianthus broteri</i>	5,20	1,02
<i>Teucrium lepicephalum</i>	28,00	4,05	<i>Buxus sempervirens</i>	4,00	1,67
<i>Cistus ladanifer</i>	25,20	2,06	<i>Ononis tridentata</i>	4,00	1,26
<i>Cistus clusii</i>	24,80	4,22	<i>Pinus nigra</i>	3,60	1,33
<i>Cistus laurifolius</i>	24,40	2,14	<i>Pinus halepensis</i>	3,60	0,75
<i>Phillyrea angustifolia</i>	22,40	1,83	<i>Teucrium homotrichum</i>	3,20	0,80
<i>Cistus populifolius</i>	19,60	4,26	<i>Prunus mahaleb</i>	2,80	0,80
<i>Satureja obovata</i>	18,40	3,97	<i>Juniperus phoenicia</i>	2,40	1,17
<i>Anagallis arvensis</i>	16,80	2,73	<i>Dorycnium pentaphyllum</i>	2,40	0,98
<i>Digitalis obscura</i>	16,00	3,35	<i>Bupleurum frutescens</i>	2,40	0,75
<i>Gypsophila hispanica</i>	14,00	4,00	<i>Ephedra fragilis</i>	2,00	0,89
<i>Cistus monspeliensis</i>	13,20	1,50	<i>Psolarea bituminosa</i>	2,00	0,63
<i>Teucrium capitatum</i>	12,80	1,02	<i>Cytisus heterochious</i>	2,00	0,63
<i>Dactylis hispanica</i>	11,20	2,33	<i>Juniperus oxycedrus</i>	1,20	0,80
<i>Centaurea intybacea</i>	11,20	2,33	<i>Hedysarum confertum</i>	1,20	0,80
<i>Cistus albidus</i>	10,40	2,48	<i>salvia officinalis</i>	1,20	0,49
<i>Cistus salvifolius</i>	8,40	1,72	<i>Pistacia terebinthus</i>	0,00	0,00
<i>Brachypodium retusum</i>	7,60	2,14	<i>Juniperus thurifera</i>	0,00	0,00
<i>Amelanchier ovalis</i>	6,40	1,47	Media	13,65	1,80
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	6,00	2,10	Desviación standard	18,41	1,16
			Coefficiente de variación (%)	134,83	64,64

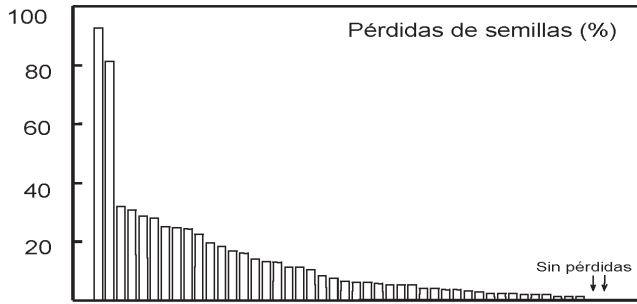


FIGURA 1. Distribución de las pérdidas de semillas (%)

las semillas. Por lo tanto más de la mitad de las especies utilizadas (26 de 46) presentan tasas de pérdidas de semillas por debajo del 10 % e incluso 17 de las 46 tienen pérdidas por debajo del 5 %.

De todos los parámetros utilizados los que mejor predicen la tasa de pérdidas fueron el peso, la superficie y el volumen (Fig. 2), aunque el porcentaje de explicación no superó en ningún caso el 70 %. La relación de

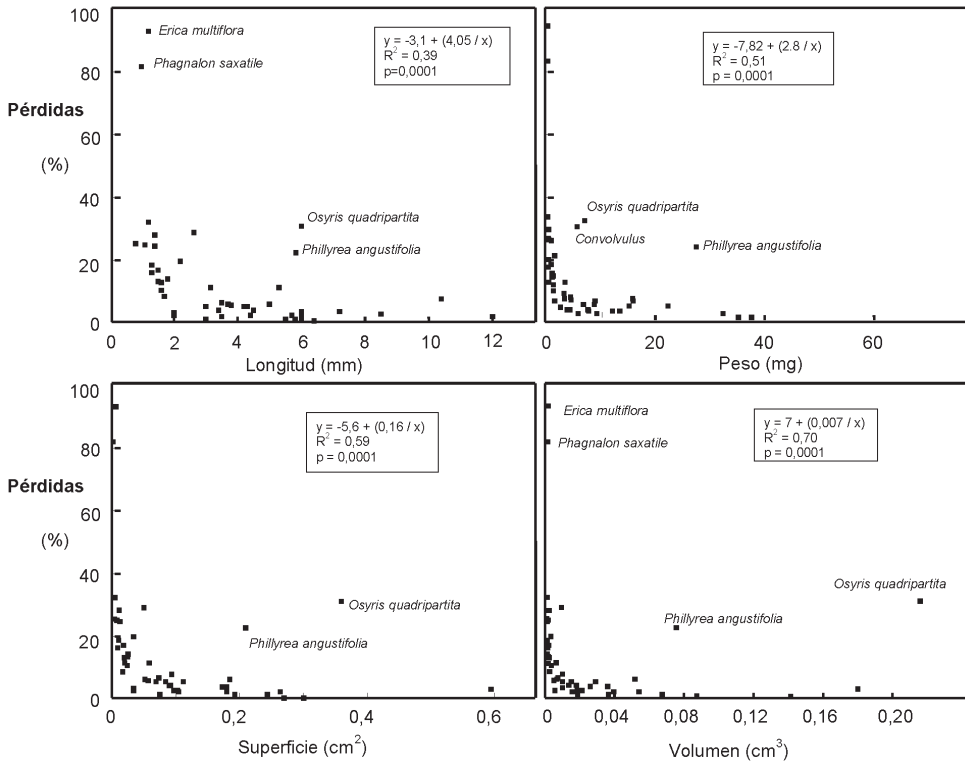


FIGURA 2. Relación entre la longitud, el peso, la superficie y el volumen con la pérdida de semillas. Para cada modelo se presenta la ecuación de regresión de mejor ajuste, el valor de R² y su significación.

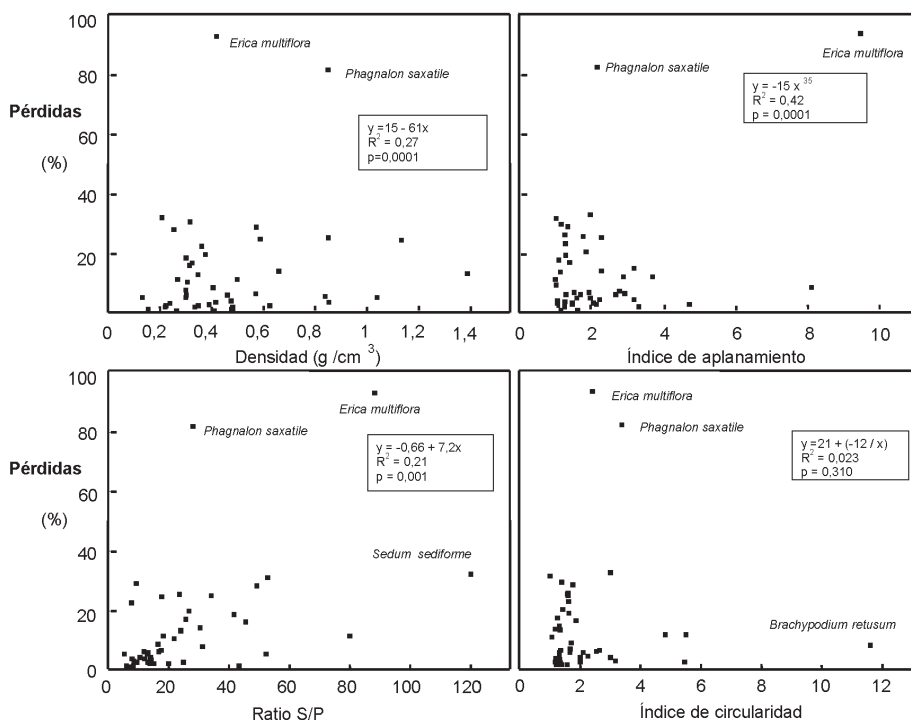


FIGURA 3. Relación entre los índices de aplanamiento, índices de circularidad, Ratio Peso/Superficie y Densidad con la pérdida de semillas. Para cada modelo se presenta la ecuación de regresión de mejor ajuste, el valor de R^2 y su significación

estos parámetros con la tasa de pérdidas fue en todos los casos logarítmica y negativa. Es decir, que las pérdidas de semilla disminuyen con el tamaño de las mismas. De todos los índices de forma ninguno presentó una relación significativa con las pérdidas (Fig. 3).

DISCUSIÓN

Los estudios de Bagnold (1979) sobre la física de la remoción, transporte y sedimentación de los granos de arena indica que cuanto menor es la partícula mayor es su recorrido y más veces es movilizadada durante el proceso de erosión. Una situación similar la encontramos con las semillas estudiadas en este trabajo. A menor tamaño, mayores pérdidas. Pero

la semilla no es una partícula inerte y además es mucho más variable en forma y tamaños que las arenas. No obstante, la forma de la semilla se relacionó en términos generales en nuestros experimentos con las pérdidas. Sin embargo, en nuestro trabajo, la variedad de semillas utilizadas hace que se produzcan comportamientos específicos. Uno de estos casos es el de *Osyris quadripartita*, cuyas semillas presentan una alta tasa de pérdida (31 %) a pesar de poseer un tamaño y peso intermedios. No obstante su densidad es baja y es una semilla esférica con lo cual puede rodar. Y algo semejante ocurre con *Phillyrea angustifolia* (22 % de pérdidas), también de forma casi esférica.

Una visión de las pérdidas de semillas

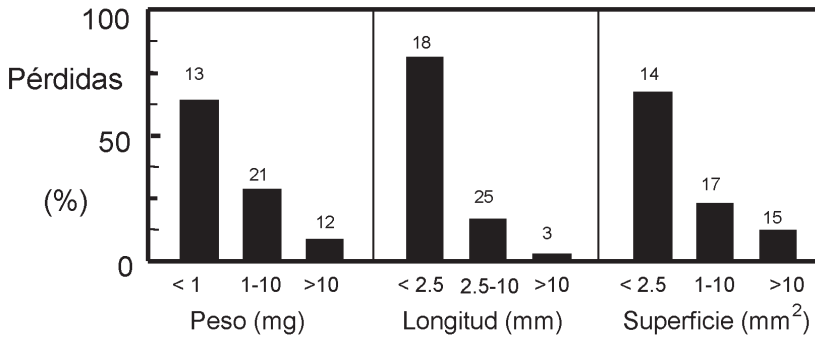


FIGURA 4. Distribución de frecuencias de las pérdidas según rangos de longitudes, pesos y superficies de las semillas seleccionadas. Sobre las barras se indica el número de especies que se incluye en cada rango

desde su tamaño (peso y longitud) por rangos ejemplifica el gran control que ejercen estas variables en la erosión de las semillas. La figura 4 presenta la proporción de pérdidas de semillas según rangos de longitud, peso y superficies de las semillas. En ellas se observa como las semillas que están en el rango de tamaños menores presenta pérdidas que son superiores a los otros dos rangos juntos.

La influencia del tamaño de las semillas en su redistribución espacial ha sido puesta de manifiesto en otros contextos. La capacidad de formar una reserva de semillas permanentes en el suelo está muy ligada al tamaño (Thompson, 1987; Venable y Brown, 1988). Así, para las especies de la flora templada en general, un pequeño tamaño de las semillas se relaciona con una forma más compacta y ambas son características que favorecen el enterramiento de las semillas, escapar de los predadores y poseer mecanismos de letargo de la germinación (Grime *et al.*, 1988; Thompson *et al.*, 1993; Rees, 1996).

Considerando también los resultados obtenidos en este trabajo, podríamos decir que un pequeño tamaño de semilla favorece el desplazamiento de las mismas bien dentro del perfil del suelo ó bien ladera abajo. El primer caso se daría más fácilmente cuando la estructura del suelo sea irregular, con grietas

y mantillo o piedras (Chambers *et al.*, 1991), y cuando la lluvia no sea torrencial. Mientras que el segundo caso sería más frecuente en suelos compactos o compactados artificialmente (p. ej. taludes de obras públicas) y con regímenes de lluvia torrenciales.

CONCLUSIONES.

Los resultados de este trabajo muestran una relación negativa y logarítmica entre el tamaño de las semillas y su pérdida por erosión hídrica bajo condiciones artificiales. En cambio, la forma de dichas semillas no muestra una relación clara con las pérdidas. Este trabajo es pionero en el estudio de las pérdidas de semillas del suelo, ya que hasta el momento la erosión del suelo sólo se ha prestado atención a los sedimentos y a los nutrientes. Por ello, se hace necesario una ampliación de la base de datos sobre la pérdidas de semillas a causa de la erosión hídrica, que contemple la interacción entre las variables de las semillas con la intensidad de la lluvia, la morfología superficial del suelo, la pendiente y la cubierta vegetal, entre otros.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FEDER IFD97-0551 "Mejora de la tecnología de obtención,

almacenamiento, germinación y uso de semillas de especies silvestres utilizadas en los planes de reforestación y revegetación de la Comunidad Valenciana” y por un contrato de reincorporación de Doctores y Tecnólogos a grupos de investigación en España concedido por la Secretaría de Estado de Universidades, Investigación y Desarrollo a A. Cerdà, y por una Beca CSIC de Iniciación a la Investigación a N. Garrigós. Queremos agradecer a Florencio Ingelmo su colaboración con el simulador de lluvia, a M.J. Molina por la recolección de semillas y al “Banc de Llavors” de la Conselleria de Medi Ambient y al Jardí Botànic de València por el suministro de las semillas de algunas especies.

REFERENCIAS

- Andreu, V.; Rubio, J.L. y Cerni, R. (1998). Effects of Mediterranean shrub cover on water erosion (Valencia, Spain). *Journal of Soil and Water Conservation* 53(2), pp. 112-120.
- Bagnold, R.A. (1979). Sediment transport by wind and water. *Nordic Hydrol.*, 10, 309-322.
- Barrow, C.J. (1994). *Land Degradation*. Cambridge University Press, Cambridge, 295 pp.
- Bautista, S., Abad, N., Llovet, J., Bledé, C., Ferran, A., Ponce, J.M., Alloza, J.A., Bellot, J. y Vallejo, V.R. (1996). Siembra de herbáceas y aplicación de mulch para la conservación de suelos afectados por incendios forestales. En Vallejo, V.R. (Ed.) *La restauración de la cubierta vegetal de la Comunidad Valenciana*. CEAM, Valencia, 395-4334.
- Bochet, E.; Rubio, J.L. y Poesen, J. (1998). Relative efficiency of three representative matorral species in reducing water erosion at the microscale in a semi-arid climate (Valencia, Spain). *Geomorphology* 23, pp. 139-150.
- Castillo, V.M.; Martínez Mena, M. y Albadalejo, J. (1997). Runoff and soil loss response to vegetation removal in semiarid environment. *Soil Science Society of America Journal* 61, pp. 1116-1121.
- Castroviejo, S. (1986-1999). *Flora Ibérica*. Vol. I a VIII (VII p.p.) CSIC, Madrid.
- Cerdà, A. y García-Fayos, P. (1997). The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes. *Geomorphology* 18:77-90.
- Chambers, J.C., MacMahon, J.A. y Haefner, J.H. (1991). Seed entrapment in alpine ecosystems: effects of soil particle size and diaspore morphology. *Ecology*, 72 (5), 1668-1677.
- Elias, J. y Ruiz, L. (1979). *Precipitaciones máximas en España*. Ministerio de Agricultura, Madrid, 545 p.
- García-Fayos, P. y Cerdà, A. (1997). Seed losses by surface wash in degraded Mediterranean environments. *Catena* 29, pp. 73-83.
- García-Ruiz, J.M., Ruiz-Flaño, P., Lasanta, T., Monserrat, G., Martínez-Rica, J.P. y Pardini, G. (1991). Erosion in abandoned field, what is the problem?. En Sala, M., Rubio, J.L. y García-Ruiz, J.M. (Eds.). *Soil Erosion Studies in Spain*, 97-108.
- Grime, J.P., Hodgson, J.G. y Hunt, R. 1988. *Comparative Plant Ecology. A Functional Approach to Common British Species*. Unwin-Hyman, London.
- Guàrdia, R. y Ninot, J.M. (1998). Assaigs de sembra d’*Achnatherum calamagrostis* en una àrea aixaragallada de Vallcebre (Berguedà). *Butll. Inst. Cat. His. Nat.*, 66, 115-127s ai
- Kamphorst, A. (1987). A small rainfall simulator for determination of soil erodibility.

- Netherlands *Journal of Agricultural Soil Science*, 35, 407-415.
- López-Bermúdez, F. y Albadalejo, J. (1990). Factores ambientales de la degradación del suelo en el área mediterránea. En Albadalejo, J., Stocking, M.A. y Díaz, E (Eds.): *Degradación y regeneración del suelo en condiciones ambientales mediterráneas*, 15-45, CSIC-CEBAS, Murcia.
- Mateo, G. y Crespo, M.B. (1998). *Manual para la determinación de la flora valenciana*. Monografías de flora Montibérica nº 3, Alicante-Valencia, 493 pp.
- Moreno, J.M. y Oechel, W. C. (1994). *The role of fire in Mediterranean-Type ecosystems*. Springer-Verlag, New York, 201 pp.
- Morgan, R.P.C. (1986). *Soil Erosion and Conservation*. Longman, New York, 298 pp.
- Naveh, Z. (1994). The role of fire and its management in the conservation of mediterranean ecosystems and landscapes. En Moreno, J.M. y Oechel, W. C. (Eds.), *The role of fire in Mediterranean-Type ecosystems*, 163-186, Springer-Verlag, New York.
- Nicolau, J.M. (1992). *Erosión hídrica superficial en taludes de escombreras en ambiente mediterráneo continental. Cuenca de Utrillas*. Teruel. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- Poesen, J. (1987). Transport of rock fragments by rill flow-a field study. *Catena Supplement*, 8, 35-54.
- Puigdefábregas, J. (1996). El papel de la vegetación en la conservación del suelo en ambientes semiáridos. En: T. Lasanta & J.M. García Ruiz (Eds.), *Erosión y recuperación de tierras en áreas marginales*. Instituto de Estudios Riojanos, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, pp. 79-87.
- Rees, M. (1996). Evolutionary ecology of seed dormancy and seed size. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, 351, 1299-1308.
- Reid, L.M. y Dunne, T. 1984. Sediment production from forest road surfaces. *Water Resources Research*, 20, 11: 1753-1761.
- Rodríguez, J, Pérez, R. y Cerdà, A. (1991). Colonización vegetal y producción de escorrentía en bancales abandonados: Vall de Gallinera, Alicante. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 119-129.
- Thompson, K. (1987). Seed and seed banks. *New Phytologist*, 106, 23-24
- Thompson, K., Band, S.R. y Hodgson, J.G. 1993. Seed size and shape predict persistence in soil. *Functional Ecology*, 7, 236-241.
- Thornes, J.B. (1985). The ecology of erosion. *Geography*, 70 (3), 222-36.
- Venable, D.L. y Brown, J.S. (1988). The selective interactions of dispersal, dormancy and seed size as adaptations for reducing risks in variable environments. *The American Naturalist*, 131. 360-384.
- Walsh, R.P.D., Boakes, D.J., Coelho, C. de O.A., Ferreira, A.J.D., Shakesby, R.A. y Thomas, A.A.D. (1995). Post-fire land use and management and runoff responses to rainstorms in northern Portugal. En McGregor, D.F.M. y Thomson, D.A. (Eds.), *Geomorphology and land management in a changing environment*. John Wiley and Sons, Chichester, 282-308.

THE PHASE RULE IN SOIL SCIENCE

WARD CHESWORTH, LAND RESOURCE SCIENCE DEPARTMENT,
UNIVERSITY OF GUELPH

Abstract. The Gibbs' Phase Rule is one of the most useful concepts to come out of classical thermodynamics, with widespread applications in physics, chemistry and material science generally. In earth science the phase rule has been applied to igneous, metamorphic and sedimentary environments. However, the soil regime has been left somewhat as an orphan in this context. Here, the thermodynamic basis is explained, and some possible applications to soils and weathering systems are explored.

INTRODUCTION

The Phase Rule was an incidental offshoot of the classic investigations in which J. Willard Gibbs laid out the foundations of chemical thermodynamics between 1875 and 1878. A reprint exists (Gibbs, 1961) together with two helpful commentaries (Donnan and Haas, 1936; Seeger, 1974). Connolly (1990) gives a thorough discussion of multivariable phase diagrams and includes a useful account of thermodynamic nomenclature. Regarding phase equilibria in aqueous systems under earth-surface conditions (Pankow, 1999) should be consulted.

GIBBS' PHASE RULE

Gibbs' Phase rule provides a theoretical basis for considering problems concerning the mineralogy of soils. In a deductive way, it serves as a check and a balance to the science of pedology, which like all the earth sciences is fundamentally inductive in nature. Since the Phase Rule has its derivation in classical thermodynamics it deals with systems at equilibrium. As soils are

manifestly in a state of disequilibrium, application of the Phase Rule (or thermodynamics in general) needs some initial justification. First, the equilibrium state represents the state a system would achieve given the time and energy to get there. As such the equilibrium model lays fundamental constraints on any hypothesis of mineral genesis in soils. It indicates the direction of change, and places an end bracket on all states the system might pass through. In some cases, an equilibrium mineralogy may be approached closely, for example in microscopic systems (Chesworth and Dejou, 1980) and as a result of long term weathering in the humid tropics. The model it provides is a rigorous one and although the natural, disequilibrium state can be expected to differ from the model, the differences are themselves instructive.

As a guide to what mineralogical equilibria are likely to be of interest in the present context, a brief review of the geochemistry of the zone of soil formation will be necessary. This follows a basic introduction to the terminology of thermodynamics and of phase equilibria.

A BASIC THERMODYNAMIC VOCABULARY

The following terms are necessary in any discussion of phase equilibria. Morel (1983) provides a thorough examination of each term.

SYSTEM: An arbitrary part of the universe considered as an entity. There are three types: isolated systems have boundaries that allow neither mass nor energy transfer with the surroundings; closed systems exchange energy but not mass with the surroundings; open systems exchange both energy and mass with the surroundings. The word is also used in a purely chemical sense as in the phrase 'the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ ' where it means all possible thermodynamic systems made up these specific components.

SURROUNDINGS: that part of the universe lying outside the boundaries of the arbitrary system. The environment of the system.

PHASE: a physically homogeneous, and physically separable part of a system.

COMPONENTS: the smallest number of independently variable chemical entities needed to express the composition of a system, all phases within it, and all reactions that take place there.

STATE FUNCTION: properties or parameters that define the state of a system and are independent of the path by which the system reached its state. There are two types: intensive, which are independent of mass (e.g. pressure, temperature, chemical potential); and extensive, which are proportional to mass (e.g. volume, entropy, internal energy).

PATH FUNCTION: properties or parameters that depend upon the path a system follows to reach its current state (e.g. work, heat used in the process).

VARIANCE: the number of intensive parameters which must be arbitrarily fixed to

define the system. Also called the number of degrees of freedom.

DERIVATION OF THE PHASE RULE

For a phase at equilibrium in a system, disregarding the presence of external fields (gravitational, electrical, magnetic), considering work of only PV type, and ignoring all surface and boundary effects, the Gibbs-Duhem equation holds:

$$VdP - SdT - \sum n_i d\mu_i = 0$$

This is a relationship between $c + 2$ variables i.e. P, T and the chemical potentials of each component. There is an equation of this type for each phase (ϕ) in the system, i.e. ϕ equations. The variance of such a system, that is the number of unknowns that can be arbitrarily chosen in fixing the state of the system is

$$F = c + 2 - \phi \text{ (Gibbs' Phase Rule)}$$

or the total number of variables minus the number of simultaneous equations (Gibbs-Duhem relationships) between them. Systems can be classified in terms of F (invariant, univariant, divariant etc.), c (unary, binary, ternary, etc.), or e (homogeneous or 1 phase, heterogeneous or multiphase).

COMPONENTS

Choice of components may represent some difficulty since, in the derivation of the Phase Rule, it is their number and not their nature that is significant. The first thing to realize is that a component need to have no independent existence as such. Indeed a component may be entirely fictive, for example, the component NaK_{-1} which exchanges K with Na in a mineral structure. The fact that oxide components are often used by earth scientists is a reflection of convenience and of history; mineral and

rock analyses have usually been given in weight percentages of oxide constituents, since the old days of gravimetric analysis. The major point to stress in Gibbs' usage, is that the components chosen must be independently variable of each other and must represent the smallest possible number. Prigogine and Defay (1954) use the term differently in defining components as the chemical variables whose masses sum to the total mass of the system. When the number of reactions between the components in this sense, is subtracted from the number of components, the equivalent of Gibbs' independently variable components is obtained.

A further point of importance is the difference between inert and perfectly mobile components, terms introduced by Korzhinskii (1959) but inherent in Gibbs' invention of the chemical potential determined inside the system of interest, whereas a perfectly mobile component has its chemical potential applied from outside, in analogous fashion to pressure. Zen (1963) offers a commentary on this distinction.

PHASE DIAGRAMS

A phase diagram is a graphic representation of phase equilibria with a one to one geometrical correspondence with the phase rule. Geometrically, a dimensionless point is the equivalent of an invariant system ($c + 2$ phases). A univariant system ($c + 1$ phases) becomes a line or curve, a divariant system (c phases) becomes an area, and a trivariant system ($c - 1$ phase) a volume. Systems of greater variance can only be shown diagrammatically with one or more variables held constant. In a Cartesian depiction of two variables, an invariant point would have $c + 2$ univariant curves disposed about it, delimiting $c + 2$ divariant areas between the curves. The one component system CaCO_3 illustrates these points (figure 1.)

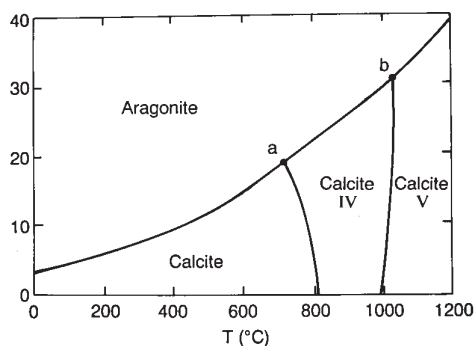
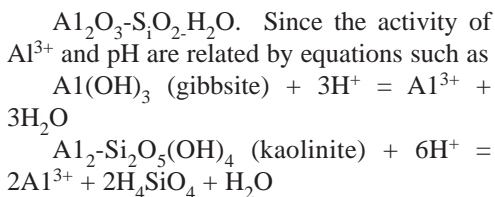


FIGURE 1: The system CaCO_3 . Calcite is the stable polymorph under earth surface conditions and exists in a divariant area of the diagram. The divariant areas are separated by univariant curves along which 2 polymorphs are stable (e.g. aragonite and calcite IV along curve a-b). At the invariant points 3 polymorphs coexist (e.g. calcite, aragonite and CaCO_3 IV at point a). In a one component system, an invariant point is also called a triple point.

Of particular usefulness in the study of soil mineralogy are chemical potential diagrams or their equivalents which use activity or fugacity as variables (Garrels and Christ 1965, Lindsay 1979, Bowers et al, 1984). Figure 2 is a polybaric, polythermal diagram of the system



in which Al^{3+} and H^+ show a constant 1:3 stoichiometric correspondence, the solution saturated equilibria in this system, under isobaric, isothermal conditions, can be plotted in terms of the variables shown in figure 3.

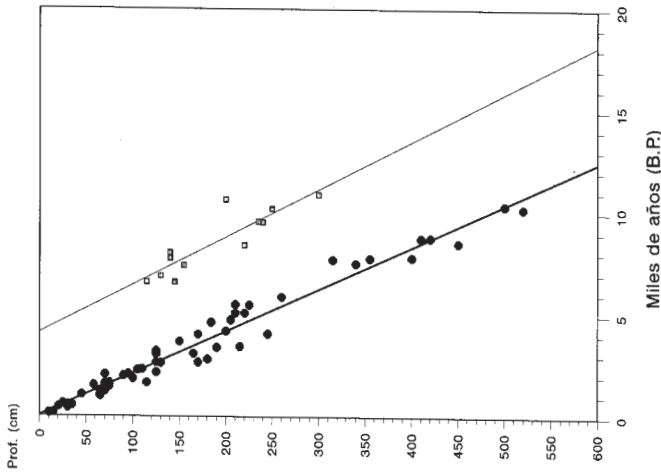


FIGURE 2: PT diagram of the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Univariant reaction curves separate divariant areas, each of which contains a compatibility triangle showing by means of tie lines, which phases may coexist together in equilibrium. Some of the equilibria, for example those involving gibbsite, may be metastable, (Chesworth, 1980). Compatibility triangles B or E represent earth surface conditions.

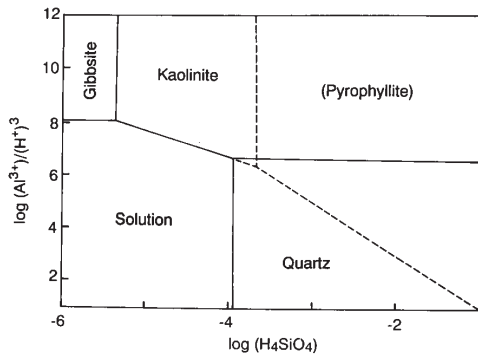


FIGURE 3: Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at 25°C and 100 kPa, as a function of $\log (\text{Al}^{3+})/\log (\text{H}^+)^3$ vs $\log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$, where the brackets denote thermodynamic activities. The field of pyrophyllite is metastable with respect to kaolinite and quartz.

GEOCHEMISTRY IN THE ZONE OF SOIL FORMATION

Geochemically, the soil producing system is one of mineral-water interaction. The mineral component can be looked upon as an intrinsic, and the water as an extrinsic or environmental factor. Intrinsic factors are those dictated by the parent material, and for most soils, the mineral substrate inherited from the parent material is either aluminosilicate or carbonate in nature with sulphides a notable feature when present. Figure 1 places the principal soil forming minerals into a stability sequence, and indicate some of the isomorphous replacements that are possible.

The agent by which the minerals are weathered and transformed, is the aqueous

phase and it is through the aqueous phase that the chemical effects of climatic, biological, anthropic, watershed characteristics and other environmental factors principally make themselves felt. This aqueous environment at the earth's surface can conveniently be defined in terms of the parameters p_e (or E_h) and pH . Within a p_e - pH framework three major trends can be delineated (Fig.1, and Chesworth, 1992).

1. The acid trend, the common trend of weathering, is found in humid climates on materials with a generally unimpeded drainage. Movement of water in the system is predominantly downwards, hydrolysis is the principle chemical reaction taking place, and leaching, with or without movement of an entrained clay fraction (illuviation), is the main process modifying the bulk chemistry of the soil. A titration of the aqueous phase, acidified by atmospheric gases and acids of organic origin, against aluminosilicates and carbonates of the common rocks, leads to the progressive protonization of the terrestrial surface, the displacement of cations and silica from mineral structures, the production of secondary phases and groundwaters of predominantly bicarbonate type. Three types of pedogenesis are produced in this trend: polzolisation, principally in temperate zones, with a significant mobilization of Al and Fe as organo-metallic complexes; ferrallitization wherein Al and Fe accumulate relative to Si in surface horizons; and andosolization where the presence of glassy parent materials tends to produce large amounts of amorphous alumino-silicate phases. All three pedogeneses have a tendency to move towards compositions and mineral assemblages in the relatively simple 4-component system SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - H_2O .

2. The alkaline trend is found in dry to extremely dry zones of the earth, with a net annual movement of water upwards in the weathering profile. A seasonal distribution of

rainfall may cause a downward leaching at certain times of the year, but capillary uprise and evaporation of water are the distinctive features. Precipitation of groups I and II elements as carbonates, sulphates or halides is the result. With increasing aridity and evaporation, three main types of mineral concentrations are produced. First there is a near neutral calcitic type, with Ca^{2+} and CO_3^{2-} as notable ions. Second and more alkaline Mg^{2+} , CO_3^{2-} and SO_4^{2-} concentrated. Lastly a sodic, strongly alkaline type in which solutions rich in Na^+ , Ca^{2+} , OH^- , Cl^- and SiO_2 may precipitate sodium carbonates, halite and chert. The calcitic type of pedogenesis is found in prairie soils, and the other two in aridic soil regimes.

3. The reducing trend occurs in hydromorphic environments of either predominantly inorganic (clay-rich lowlands) or organic (swamps, marshes) type. Low partial pressures of oxygen ensure a mobilization of Fe (and Mn) into the aqueous phase. The characteristic pedogenic process in low S^{2-} , low HCO_3^- environments, is gleying where Fe and Mn leave the profile in solution. Secondary minerals may form in high S^{2-} environments (e.g. pyrite) and in high HCO_3^- ones (e.g. siderite). Acid clays may be produced in a two stage process called ferrolysis. The first stage is a reduction to mobilize Fe^{2+} which then replaces Ca^{2+} and K^+ on exchange sites of clays. A later oxidation (perhaps caused by a lowered water table) then causes H^+ to replace Fe^{2+} and acidify the clay. Fe (and Mn) may then precipitate as hydroxy-minerals, forming mottles, concretions or indurated layers (hardpan).

On release into the aqueous environment, behavior of the element and the mechanism controlling that behavior, can be succinctly expressed in a modification of the classic Goldschmidt-Mason diagram (Fig. 3).

In addition to chemical processes, two physical processes are also important in

reorganizing the geochemistry on and within a landscape. On the landscape erosional forces will tend to move the soil mantle downslope, while within the weathering profile physical entrainment of solids in the aqueous phase will move the clay fraction, plus absorbed elements down profile and downslope, to produce illuvial horizons.

APPLICATIONS OF THE PHASE RULE TO SOIL SYSTEMS

The basic problem in using the Phase Rule to set up an equilibrium model for weathering systems and soils in particular, is that such systems are of great compositional complexity. Consequently, there is a need to simplify as much as possible, while still retaining sufficient complexity to enable reasonable statements to be made about real systems. In particular, we need to know what components and what phases we should consider, and what range of environmental conditions are appropriate.

What are the important components?

Over wide areas, the average composition of the earth's continental surface is andesitic. Since the crust is also essentially a close packed framework of oxygens it can be considered initially as being made up of oxide components such as SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O and K_2O as majors, and TiO_2 , MnO_2 and P_2O_5 as minors. In addition important components from the atmosphere and hydrosphere are H_2O , CO_2 and O_2 . The biosphere provides further complications in terms of organic components.

What are the important phases? The important phases that need to be modeled in a soil system are the ones that form there. These include the following: oxides and hydroxides (e.g. quartz, goethite, hematite, gibbsite and boehmite), 1:1 sheet silicates (e.g. kaolinite and halloysite), 2:3 sheet silicates (e.g. illite, smectite and

vermiculate), 2:1:1 sheet silicates (e.g. hydroxy-interlayered vermiculite), framework silicates (e.g. zeolites and possibly feldspars), carbonates (e.g. calcite, siderite) and other minerals such as gypsum and halite. No single system contains all of these phases. Generally no more than two to four need be considered together, the specific soil environment under consideration dictating the choice.

What are the appropriate environmental conditions? The most generally useful master variables of the weathering environment are pe (or Eh) and pH. The spread of pe-pH conditions in the stability field of water, and found in nature is approximately as shown (Fig. 4). Ignoring a number of rather rare environments at the surface of the earth (e.g. acid sulphate soils, weathering vanadium deposits), the normally expected conditions cover a pe-pH field which shows three salients, each of which corresponds to one of the three lines of chemical evolution shown by soils in weathering.

The behavior of water dictates which trend is followed. The acid and alkaline trends are in the oxidizing (water-unsaturated) zone of weathering. The acid trend requires an excess of water with a net leaching or downward movement. The alkaline trend is found in dryer environments with a net loss of water by evapotranspiration. A reduced trend is found in water-saturated conditions in a weathering profile.

SELECT PHASE DIAGRAMS

The acid trend, the common one in weathering, is found in regions of humid climate on materials with a generally unimpeded drainage. Hydrolysis is the principal reaction, wherein acids from atmospheric and biospheric sources react within the solid earth as base. H^+ progressi-

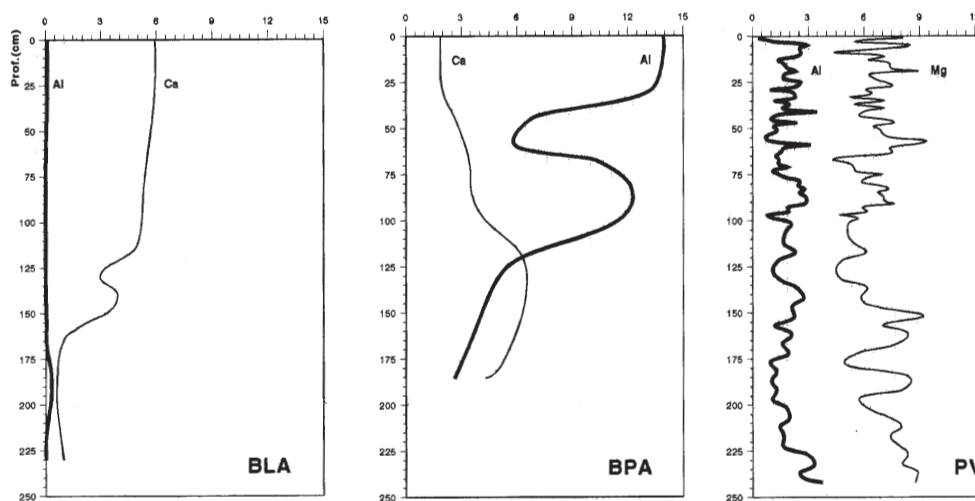


FIGURE 4: The pe-pH framework of mineral genesis in soils.

vely displaces other cations, which are leached out of the system in solution. This acidification of the weathering materials pushes the soil towards the acid salient of figure 4 and soils such as podzols and ferralsols are produced. The result is an evolution of soils towards compositions made up chiefly of the four components $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. This can be considered the fundamental system in soil science since all four components dominate virtually all soils.

Figure 5 is a compatibility diagram of the fundamental system showing phase assemblages stable at 25°C and 100 kPa. It is constructed stepwise from the constituent 1, 2 and 3 component systems. Projection from the H_2O apex (Fig. 5b) displays those minerals that can coexist with water at equilibrium at the surface of the earth (assuming $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$). Since goethite is virtually a ubiquitous phase in soils in humid regions a projection from the Fe_2O_3 apex yields a further simplification of the

compatibility diagram (Fig. 5c). Finally the aqueous phase in the acid trend has a high mobility, and the chemical potentials of Al and Si species in this phase may be considered as environmental variables, applied to the mineralogical system like temperature and pressure, from outside. In this case, the four component system under consideration can be depicted as in figure 3, with the additional information that goethite is also present in all fields. Earlier stages of the acid trend require a consideration of equilibria involving smectites and illites. In the simplest depiction a minimum of two more components must be added, and if these are chosen as MgO and K_2O , figure 6 can be derived. The upper pH limit of the acid trend is found in Ca and Mg carbonate-bearing soils developed on limestones and dolomites. To some degree the carbonate-bearing system (e.g. figure 7) can be considered as separate from the aluminosilicate one, though the presence of CaO as a component will certainly affect the stability field of smectite

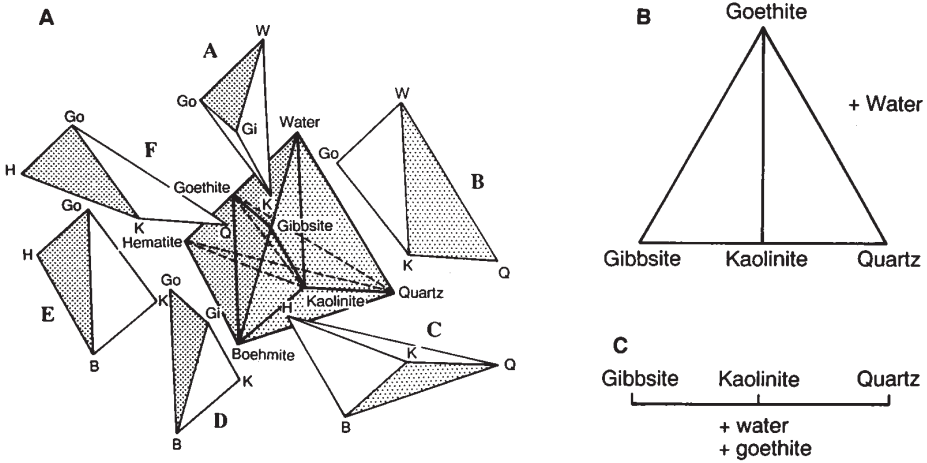


FIGURE 5: Part of the 4 component system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ at 25°C and 100 kPa . (a) exploded view to show each 4 phase tie figure (b) projection of water-bearing equilibria onto the $\text{SiO}_2\text{-AlOOH-Fe}_2\text{O}_3$ plane (c) projection onto the AlOOH-SiO_2 sideline.

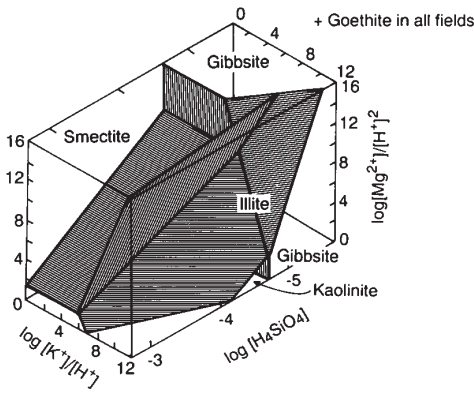


FIGURE 6: The 6 component system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-MgO-H}_2\text{O}$ at 25°C and 100 kPa , (Chesworth, 1980). In Korzhinskii's (1959) usage, Al_2O_3 and Fe_2O_3 are inert components, with Fe_2O_3 also considered an excess component. All other components are perfectly mobile.

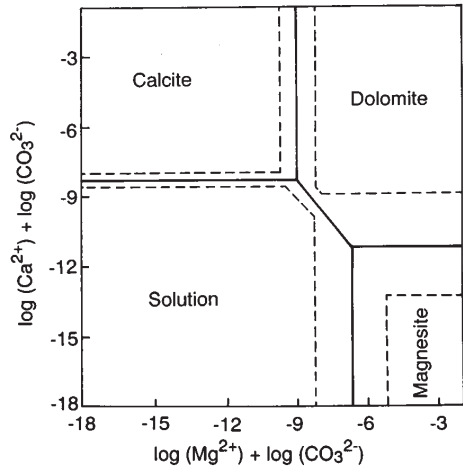


FIGURE 7: The system $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (25°C , 100 kPa). The dashed lines indicate the margin of error in fixing the positions of the univariant curves, based on published free energy of formation data, (Schulman and Chesworth, 1985).

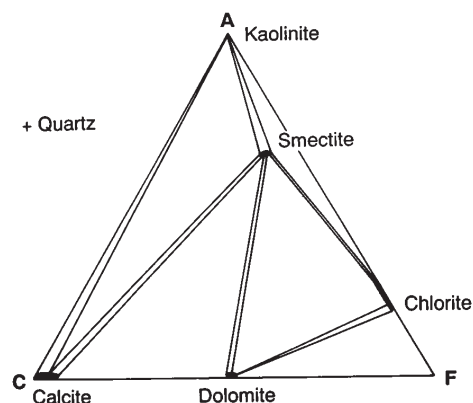


FIGURE 8: A-C-Fm diagram showing equilibria between carbonate and aluminosilicate phases at earth surface (or near surface) conditions. Adapted from Zen (1959).

in figure 6. One way of combining the aluminosilicate and carbonate subsystems is by means of the a-C-Fm diagram (Fig. 8).

The alkaline trend occurs in relatively arid climatic zones, where the net annual movement of water is upwards in the weathering zone. For part of the year, the seasonal distribution of rainfall may determine that there is enough water to effect a solution and downward leaching of soil components. However, the distinctive features of this pedogenesis, caused by capillary uprise and evaporation of soil water and evaporation and precipitation. The geochemical result is that a number of electrolytes, (e.g. Na^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , HCO_3^- , CO_3^{-2} , SO_4^{-2} , Cl^- , CO_3^-) may reach high concentrations in the system, migrate in the profile, and produce precipitations of salts in certain horizons. An important feature of the solution phase will be that $a_{\text{H}_2\text{O}}$ is significantly less than 1. The order in which mineral phases precipitate in such systems is determined by their solubility products. The early stages of this process can be followed in figure 9. Later stages may involve the precipitation of alkali carbonates and

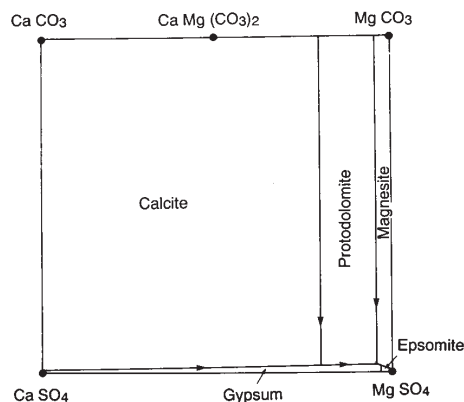


FIGURE 9: Carbonate and sulphate equilibria (25°C, 100 kPa) appropriate to certain soils of semi-arid regions, (Egster and Hardie, 1970).

zeolites (figure 10). The ultimate path of mineralization will depend upon the composition of the soil solution at the start, with each precipitating salt acting as a chemical barrier separating pairs of evolutionary trends (Hardie and Eugster, 1970). In pedology, the process is called alkalization or solonization, and is qualitatively similar to the formation of evaporites in, for example, the East African Rift. Alkalinized soils may later be modified by a change to a wetter climate, to produce assemblages (including zeolites) in figure 11.

The reduced trend in weathering is characterized by the presence of an excess of water. The weathering profile is completely or partially submerged, leading to a lowering of the partial pressure of oxygen in the system to the degree that anaerobic conditions may develop. Elements with multiple oxidation states will be reduced. In the case of Fe and Mn, the reduced forms are readily mobilized, a contrast to the behavior of these elements in oxidizing environments. Close to the water table, fluctuations in its level produce alternating redox conditions, with a resulting mobilization and

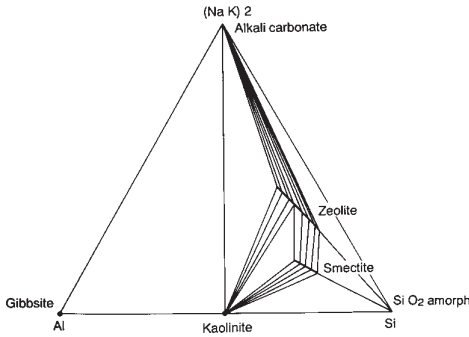


FIGURE 10: Possible phase assemblages in alkaline soils involving equilibria between alkali carbonates and aluminosilicates, (adapted from Velde, 1985).

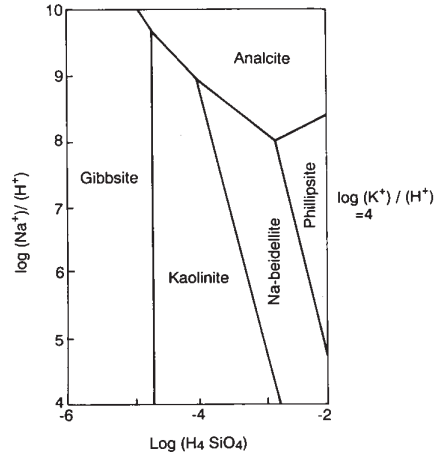


FIGURE 11: Aluminosilicate equilibria appropriate to solodic soils of western Canada (Spiers et al. 1984).

fixation of Fe, in tune with the redox changes.

The major visible changes are those associated with Fe. As the solvated ferrous ion, Fe may leave the system so that the soil loses the dark colors associated with the presence of iron-bearing solids, and acquires lighter colors tending towards grey, (a process known as gleying). Other features of the chemical environment may affect the behavior of Fe. If the environment contains sulphate ion and sulphate-reducing bacteria are present, pyrite may form. Where carbonate ions dominate, siderite may result. If sulphide and carbonate ions are scarce, but sufficient silica is present in solution, the authigenic silicate glauconite may appear. Figure 12 shows one of many possibilities. Brookins (1988) is a compendious reference for others.

PROBLEMS WITH THE APPLICATION OF THE PHASE RULE TO SOILS

The phase diagrams used by soil scientists are generally based on calculation from the fundamental thermodynamic data,

rather than an experimentation as is the case in high PT geochemistry. The basic recipes for low PT calculations are clearly laid out by Lindsay (1979). The necessary data, tabulated for 25°C and 100 kPa, is continually being revised and should always be critically examined for internal consistency (Helgeson et al., 1978; Berman, 1988). It should be

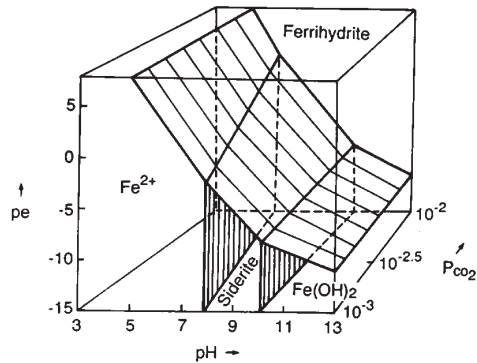


FIGURE 12: The system Fe-O-CO₂-H₂O (25°C, 100 kPa) with (Fe_{total}) = 10⁻⁵M; pe (Eh)-pH diagrams follow the same geometric logic as other forms of phase diagram.

noted that tabulated data is almost invariably for simple, stoichiometric compositions. Isomorphous replacements (of Fe for Al and vice versa, for example) may change stability fields significantly (Fig. 13.). Furthermore, 25°C and 100 kPa may not always be the best choice of conditions for pedogenic models. Other temperatures may be more appropriate, especially where diagenetic effects need to be considered, for example in paleosols (see Fig. 14).

Construction of a phase diagram to illuminate a problem will lead to difficulties if the choice of components and phases to be considered is not a judicious one. The diagram itself is only valid for the phases considered, and the most important difference between phases in theoretical diagrams and phases in nature is the fact that the latter exhibit various structural states, crystallinities, and isomorphous substitutions (solid solution). In addition, metastable equilibria need to be considered as well as stable ones.

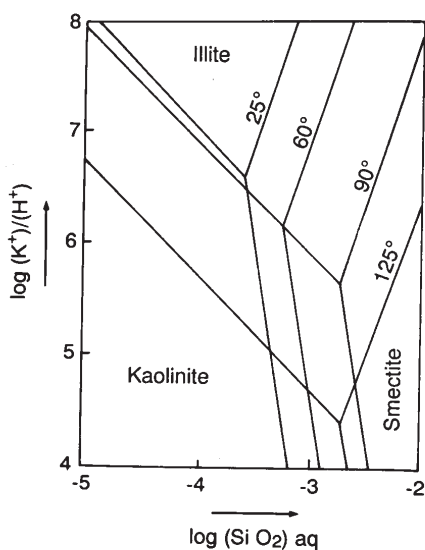


FIGURE 14: Effect of temperature on stability fields of kaolinite, illite and smectite at 100 kPa total pressure.

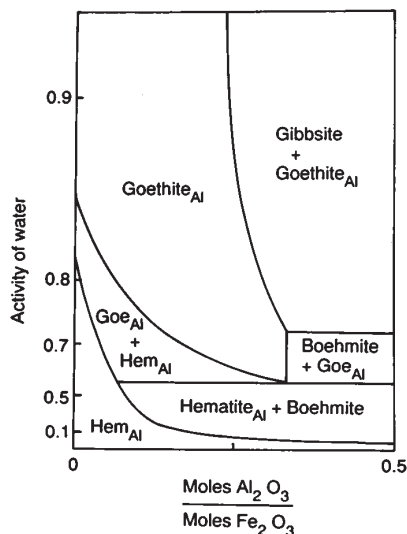


FIGURE 13: Effect of isomorphous substitution of Al for Fe in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ at 25°C and 100 kPa, (Trollard and Tardy, 1989).

The most important single component in the soil system is H_2O . Its activity is usually taken to be 1. However, there exists the possibility of $a_{\text{H}_2\text{O}}$ being less than 1, for example, in saline environments. The effect of lowering $a_{\text{H}_2\text{O}}$ will be to cause dehydration reactions to take place at lower temperatures than they would otherwise do (Fig. 15). In other words the result is to diminish the field of stability of the hydrated phase in the presence of an aqueous solution.

Mixed layer clay minerals present a further problem. Should they be considered single or multiple phases? Both points of view have been defended, though the most recent work based on ^{39}Si NMR studies suggest that mixed layer illite/smectite structures act thermodynamically as two phases (Altaner et al., 1988).

In soils, surface reactions are the rule, so that it may seem unwise to use the unmodified Gibbs' Phase Rule, which specifically ignores surface phenomena. It is

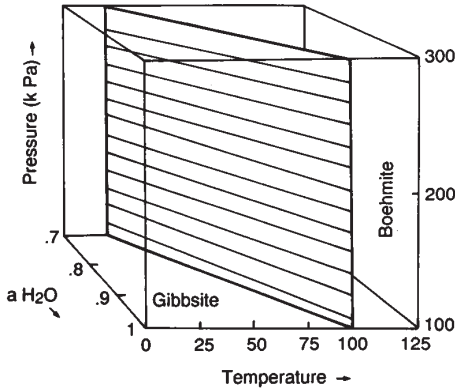


FIGURE 15: Effect of water activity on the gibbsite-beohmite transition at 25°C and 100 kPa.

possible that surface energy contributions in soil mineralogical reactions are of such a magnitude to change the product of reaction. Many important reactions involving common phases such as gibbsite, goethite or kaolinite, have ΔG_r values close to zero, so that the surface contribution could be decisive. In figure 16, for example, kaolinite is the stable phase between pH_4SiO_4 3 to 4, yet surface effects may result in metastable phases forming. Growth of such phases however, ultimately nullifies the surface effect (at, say, dimensions great than 10^{-7} m), and the

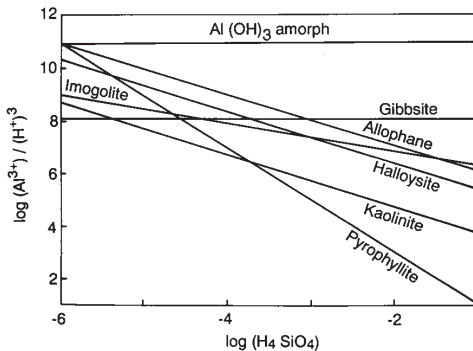


FIGURE 16: Mineral solubility curves in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at 25°C and 100 kPa.

metastable phase or phases may be replaced by more stable ones (the Ostwald Step Rule).

REFERENCES

- Altaner, S.P., Weiss, C.A. and Kirkpatrick, R.J. (1988). Evidence from ^{29}Si NMR for the structure of mixed layer illite/smectite clay minerals. *Nature* 331 699-702.
- Berman, R.G. (1988). Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system
- $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. *J. Petrology* 29 445-522.
- Bowers, T.S., Jackson, K.J., and Helgeson, H.C. (1984). Equilibrium Activity diagrams. Springer-Verlag, Berlin, 397 p.
- Brookins, D.G. (1988). Eh-pH diagrams for Geochemistry. Springer, Berlin, 176 p.
- Chesworth, W. (1992). Weathering systems: p. 19-40, in 'Weathering, Soils and Paleosols' ed. by Martini, I.P. and Chesworth, W. Elsevier, N.Y. 619 p.
- Chesworth, W. and Dejou, J. (1980). Are considerations of mineralogical equilibrium relevant to pedology? Evidence from a weathered granite in central France. *Soil Science* 130 290-292.
- Connolly, J.A.D. (1990). Multivariable phase diagram: an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290 666-718.
- Defay, R., Prigogine, I., and Bellemans, A. (1966). Surface Tension and Adsorption. Longmans, London, 432 p.
- Donnon, F.G. and Haas, A. (1936). A Commentary on the Scientific Writings of J. Willard Gibbs: V.I. Thermodynamics. Yale Univ. Press, New Haven, 742 p.
- Eberl, D.D., Srodon, J., Kralik, M., Taylor, B.E. and Peterman, Z.E. (1990). Ostwald

- ripening of clays and metamorphic minerals. *Science* 248 474-477.
- Eugster, H.P. and Hardie, L.A. (1970). Saline lakes: in A. Lerman (ed.) Lakes: Chemistry, Geology, Physics. Springer, N.Y., 363 p.
- Garrels, R.M. and Christ, C.L. (1965). Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row, N.Y., 450 p.
- Gibbs, J.W. (1961). Collected Papers, V.I. Thermodynamics. Dover Books, N.Y.
- Korzhinskii, D.S. (1959). Physicochemical Basis on the Paragenesis of Minerals. Consultant Bureau, N.Y., 142 p.
- Lindsay, W.L. (1979). Chemical Equilibria in Soils. Wiley and Sons, N.Y., 449 p.
- Morel, F.M.M. (1983). Principles of Aquatic Chemistry. Wiley and Sons, N.Y., 446 p.
- Pankow, J.F. (1999). Aquatic Chemical Concepts. Lewis Publishers, Chelsea, MI. 673 p.
- Prigogine, I., and Defay, R. (1954). Chemical Thermodynamics. Longmans, London, 522 p.
- Ricci, J.E. (1951). The Phase Rule and Heterogeneous Equilibrium. Van Nostrand, N.Y., 505 p.
- Rosenberg, P.E., Kittrick, J.A. and Aja, S.U. 1990. Mixed layer illite/smectite: a multi-phase model. *Am. Miner.* 75 1182-1185.
- Schulman, D. and Chesworth, W. (1985). Calcium carbonate solubility in the c horizon of a southern Ontario, Canada, luvisol. *Chemical Geol.*, 51 173-181.
- Seeger, R.J. (1974). J. Willard Gibbs. Pergamon, Oxford, 290 p.
- Spiers, G.A. Pawluk, S., and Dudas, M.J. (1984). Authigenic mineral formation by solonization. *Can. J. Soil Sci.*, 64 515-532.
- Sposito, G. (1989). The Chemistry of Soils. O.U.P., N.Y., 277 p.
- Trolard, F. and Tardy, Y. (1989). A model of Fe^{3+} -kaolinite, Al^{3+} -goethite, Al^{3+} -hematite equilibria in laterites. *Clay Minerals* 24 1-21.
- Velde, B. (1985). Clay Minerals: a Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. Elsevier, N.Y., 427 p.
- Zen, E-an. (1959). Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks. *Amer. J. Sci.* 257 29-43.
- Zen, E-an. (1963). Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Amer. J. Sci.* 261 929-942.

IN MEMORIAN

María Ángeles Vicente Hernández (1939-2000)

María Ángeles Vicente Hernández, Investigador Científico del C.S.I.C., falleció de forma repentina e inesperada el día 28 del pasado mes de abril. La Dra. Vicente Hernández realizó sus estudios de Licenciatura en Ciencias Químicas en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca; su actividad en el Centro de Edafología de Salamanca, actualmente Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología (IRNASA), comienza en el año 1965 como Becaria del CSIC, realizando su Tesis Doctoral sobre “Estudio de arcillas cerámicas de la Provincia de Salamanca”, iniciando así su formación en el campo de Mineralogía de Arcillas en el que, abordando diferentes aspectos, trabajará durante toda su actividad investigadora. Su formación en este campo la completa con una estancia postdoctoral de tres años en la “Station de Science du Sol” del Centre National des Recherches Agronomiques (INRA, Versailles, Francia), investigando fundamentalmente en alteración de rocas y minerales de la arcilla por ácidos orgánicos y estableciendo durante su estancia unas relaciones con científicos del INRA, que posteriormente se plasmarían en una colaboración ininterrumpida en diversos proyectos conjuntos de investigación, estancias, etc., en ése y otros centros de investigación europeos.



En 1982, basándose en sus amplios conocimientos sobre mineralogía de arcillas y alteración de rocas, inicia una interesante línea de investigación sobre “Procesos de Alteración y Conservación de Rocas Ornamentales de Edificios Históricos”, en la que se vuelca con su característico entusiasmo, siendo de los pioneros que trabajan en España en ese campo. Proyectos de investigación de ámbito regional, nacional y subvencionados por la Unión Europea, organización de congresos científicos y conferencias, numerosas publicaciones científicas y de divulgación han sido sus actividades en los últimos 20 años. Formó, a su vez, a su alrededor un grupo de investigación interdisciplinar, entendiendo que era la única forma de abordar con rigor los estudios de alteración y conservación citados, que cristalizó hace cuatro años en la creación de una “Unidad Asociada de Investigación” entre el IRNASA y la Universidad de Salamanca. Cabe destacar que nunca abandonó las actividades docentes (quizás por una arraigada tradición familiar), en la enseñanza secundaria, en la Universidad y participando en cursos de Tercer Ciclo y en otros cursos de postgrado durante más de una década en la Universidad de Salamanca y en otras Universidades Españolas.

Su carácter extrovertido, su generosidad y su conversación amena le granjearon el afecto y simpatía de todos los compañeros del INRASA y de cuantas personas contactaron con ella en el desarrollo de sus actividades. Angelines deja, sin duda, un vacío humano y científico en el Instituto y en todas las personas que la conocieron y su recuerdo perdurará entre nosotros.

María Sánchez-Camazano
Prof. de Investigación del IRNASA

Thermolink

Potencial mátrico, contenido de agua y propiedades térmicas del suelo



WP4

Psicrómetro de punto de rocío para medidas rápidas del potencial de agua en muestras de suelo



DECAGON

www.decagon.com

Centro de Asesoría Dr. Ferrer, S.L.
Av/Paisos Catalans, 50.
08950 ESPLUGUES DE LLOBREGAT (BCN)
Tel: 93-3710516. Fax: 93-4730198
lab-ferrer@sct.ictnet.es

TIERRAS, PLANTAS Y FERTILIZANTES

El NUEVO LECO CNS-2000 ofrece ventajas en la satisfacción de las necesidades de su laboratorio:

- El tamaño de muestra nominal de 200 mg asegura la precisión
- La alta temperatura de horno hasta 1450°C maximiza la recuperación del azufre
- El sistema de Combustión Horizontal Patentado proporciona un mantenimiento reducido
- El tiempo de análisis de 4 minutos asegura un alto nº de muestras/día
- El funcionamiento basado en Microprocesador emplea un software de fácil manejo con posibilidades avanzadas
- El Cargador Automático Opcional, la cómoda preparación de la muestra y el ordenador incorporado producen un considerable ahorro en tiempo de trabajo

Un Macroanalizador que determina simultáneamente Carbono, Nitrógeno y Azufre solo en 4 minutos.



ISO-9002

No. PM 24045

(BSI - British Standards Institute)

LECO Instrumentos, S.A. • Avda. Industria, 43
28760 Tres Cantos-Madrid

Tel: (91) 803-52-88/803-12-50 • Fax: (91) 804-05-77

LECO®

Instrucciones a los autores para la presentación de manuscritos

La Revista de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo publica trabajos originales, revisión de artículos y notas cortas relacionadas con cualquiera de las diferentes Secciones de la Ciencia del Suelo.

Los manuscritos deberán estar escritos en español o en inglés.

De cada manuscritos (texto y figuras) se enviarán **Original y Dos Copias** a la Dirección del Editor Principal. Las dos copias serán revisadas por especialistas elegidos por el Comité Editorial, y sólo se publicarán los manuscritos que hayan sido informados favorablemente. Tras la aceptación definitiva se solicitará a los autores una copia en disquete 3^{1/4}

Cada manuscrito deberá estar preparado según las siguientes normas. Si no se cumplen le será devuelto a los autores.

I. Trabajos originales y revisión de artículos

1. Estructura y objeto del trabajo
2. Título
3. Título abreviado
4. Nombre(s) de autor(es) y nombre(s) y dirección(es) de las(s) institución(s)
5. Resumen-Abstract
6. Palabras Clave-Key Words
7. Texto
8. Referencias
9. Tablas
10. Figuras
11. Leyenda de tablas y leyenda de figuras

1. Estructura y objeto del trabajo

El plan indica el orden de los diferentes apartados del manuscrito. No será publicado

2. Título

Deberá ser conciso, preciso y con palabras que reflejen el contenido del trabajo

3. Título abreviado

No contendrá más de 60 caracteres, con objeto de poderlo imprimir en la parte superior de cada página impar de la revista

4. Nombre(s) de autor(es)

Deberá incluirse las iniciales del nombre y los apellidos de cada autor, así como la dirección(es) completa(s) del Centro de trabajo de cada uno. Cualquier correspondencia se dirigirá al primer autor si no existen indicaciones en contra.

5. Resumen-Abstract

Ambos deberán presentar los resultados principales del trabajo, con datos cuantitativos. Extensión máxima de 150 palabras.

6. Palabras Clave-Key Words

A continuación del Resumen y del Abstract se añadirán ocho palabras como máximo, que caractericen el contenido del trabajo.

7. Texto

Deberá ser claro y conciso. Como norma general, los trabajos no deben exceder 10 páginas mecanografiadas a doble espacio en tamaño DIN A4 con letra Courier 10, incluyendo, resúmenes, referencias, tablas y figuras.

Las referencias en el texto deberán aparecer como sigue: (Roquero, 1984; Guerra y Benayas, 1984).

o:

según Roquero (1984); y Guerra y Benayas (1984)

o, si son más de dos autores:

(Velasco et al., 1988)

Si en la lista de referencias hay varias para un mismo autor con el mismo año de publicación, deberán distinguirse entre sí añadiéndole un letra, tal como se indica:

(Fernández 1987a; Brindley y Robison, 1947a y b)

Las figuras (independientemente de que sean gráficos o fotos) y las tablas se numerarán separadamente, usando números arábigos, así: (Fig. 3) (Tabla 2)

8. Referencias

Las referencias deberán presentarse en un listado final ordenado alfabéticamente, tal como sigue:

Referencias:

- Bliss, N.W. y MacLean, S.H. (1975): The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 973-990.
- Frenzel, G., Ottermann, J., Kurtze, W. (1973): Uber Cu-haltigen Bleinglanz und Pb-haltigen Covellin von Boarezzo (Varese) und Sulfidparagenese. *Schweizer Mineral. Petrog. Mitt.* 53, 217-229.
- Guinier, A. (1956): *Théorie et technique de la radiocristallographie*. Dunod de., Paris, 736 p.
- Mc Laren, A.C. (1974): Transmission electron microscopy of the feldspars in <<the Feldspars>>, W.S. MacKenzie and J. Zussman, de. Manchester University Press, 379-423.
- Spry, P.G. (1978): The geochemistry of garrnet-rich lithologies associated with the Broken Hill Orebody, N.S.W., Australia, M.S. thesis, Univ. Adelaide, Adelaide, Australia.
- ____; Scott, S.D. (1986a): The stability of zincian spinels insulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. *Econ. geol.* 81, 1446-1463.

9. Tablas

Todas las tablas se reproducirán reduciendo un 50% y por tanto deberán estar escritas con especial cuidado y nitidez.

Se sugiere un espaciado de uno y medio y un número limitado de líneas horizontales o verticales.

La anchura de las tablas será de 13,5 cm (para reducir a una columna) o de 28 cm (para reducir a dos columnas).

10. Figuras

El tamaño máximo de los originales será de 21x29,7 cm. En ellos deberá figurar, escrito a lápiz en la parte posterior, el nombre del autor y el número de orden.

Dibujos y gráficos han de ser originales, preferiblemente delineados sobre papel blanco o vegetal, con grosor de líneas y tamaño de letras adecuados para ser legibles una vez reducidos; así, en una figura de 13,5 cm de ancho (para reducir a una columna) las letras deberán ser de 5 mm.

Fotografías: 4 como máximo, preferiblemente como diapositiva. Deberán tener un buen contraste y la escala irá incluida en cada una de ellas. Si las fotos están agrupadas en una lámina, se enviará también un duplicado de las fotos separadas.

11. Leyendas

Todas las figuras y tablas llevarán una leyenda suficientemente explicativa. Dichas leyendas se escribirán en una hoja aparte.

II. Notas cortas

La revista de la Sociedad Española de Ciencia del Suelo podrá publicar también los resultados más importantes de un trabajo en forma condensada; la totalidad de los resultados podrán ser presentados posteriormente en un trabajo más extenso.

Los artículos para su publicación pueden ser enviados al editor principal: Felipe Macías, a la siguiente dirección: Dpto. de Edafología, e Química Agrícola, Facultad de Biología, Campus Sur, 17706-Santiago de Compostela.

Los manuscritos originales y las ilustraciones se destruirán dos meses después de su publicación.

Advertencia: Los autores serán responsables de las faltas ortográficas y gramaticales de sus artículos.

