

CONTENIDO Y FORMAS DE CARBONO ORGÁNICO EN ANDOSOLES FORESTALES: APROXIMACIÓN A SU DINÁMICA

A. RODRÍGUEZ RODRÍGUEZ, C.D. ARBELO, J.S. NOTARIO, J.L. MORA, J.A. GUERRA, C.M. ARMAS

Dpto de Edafología y Geología, Facultad de Biología, Universidad de La Laguna, Avda. Astrofísico Francisco Sánchez s/n, 38204 La Laguna, Tenerife, Islas Canarias, Spain

Abstract. In this paper we show the first results of soil organic carbon content and forms in andosols and andic soils under evergreen forest vegetation, as well as the potential for carbon supply through litter and its mineralization and incorporation to soil. This study has been carried out in the Garajonay National Park (La Gomera, Canary Islands), where the average annual rainfall ranges between 650 - 900 mm, the average potential evapotranspiration is comprised between 600 and 800 mm, and the average annual temperature is 14°C. All of this determines an udic soil moisture regime. The predominant climatic vegetation in the area is the ever green forest, made up of laurel (*laurisilva*) and heather (*fayal-breza*) mature forests. Dominant soils in the park include Andosols (Melanudands, Fulvudands and Hapludands), together with Leptosols (Udorthents) and, in a lesser extension, Luvisols (Palehumults and Paleudalfs). Umbrisols (Dystrudepts) and Cambisols (Distrustepts) are confined to degraded areas. However, it is worth pointing out that all soils show a more or less marked andic character in their surface, due to further incoming of volcanic ash, from more recent eruptive episodes in the neighbour islands.

We focus this paper mainly on those soils having a marked andic character and especially on Andosols. The seven subgroups for Andosols have been grouped for our purposes into two main categories: allophanic andosols and non-allophanic (or organomineral) andosols, being the former assigned to Melanudands and the latter to Fulvudands or Hapludands (Soil Survey Staff, 1999). This division has been applied according to the "binary composition" coined by Mizota and Van Reeuwijk (1989), by which the Alp/Alo ratio indicates the occurrence of allophanic or non-allophanic properties, in such a way that Alp/Alo values lesser than 0.5 point a soil mineralogy dominated by allophanic minerals, otherwise occurring the active Al mainly as Al-humus complexes.

This study evidences the high organic C content in Garajonay soils (most values comprised between 150 and 200 $\text{tm}\cdot\text{ha}^{-1}$ up to a depth of 30-40 cm), although these values decrease in degraded areas (less than 150 $\text{tm}\cdot\text{ha}^{-1}$). Organic C accumulates to a higher degree and in stable forms (lower C/N ratio) under mature laurel and heather forests. The accumulation and stabilization of organic C relates basically to the ecosystem maturity and stability, rather than the vegetation type.

Despite the fact of the high levels of organic C all over the park, it accumulates in stable forms mainly in soils having andic properties. Among these soils, non-allophanic (organomineral) andosols tend to accumulate more organic C (with a prevalence of stable adsorbed forms), related to allophanic andosols (that have higher amounts of readily oxidizable organic C). The existence of metal/carbon ratios higher than 0.12 indicates the occurrence of active Fe and Al forms, capable to form complexes with (and therefore to sequester) organic C.

The biomass respiratory activity and dehydrogenase activity are higher in allophanic andosols under laurel forests, reaching the maximum values when soil moisture is also the highest.

All these results seem to point out that allophanic andosols are the soils with the highest mineralizing activity, as well as the highest levels of readily oxidizable organic C and the lowest metal:carbon ratios, whereby organomineral andosols under mature ericaceae communities have a greater capability to sequester organic C in stable forms.

Resumen. En este trabajo se presentan los primeros resultados sobre el contenido y las formas de carbono orgánico en andosoles y suelos ándicos bajo vegetación de monteverde y sobre la potencialidad de

aporte de carbono orgánico a través de la hojarasca y los procesos de mineralización e incorporación del mismo al suelo. El estudio se ha realizado en el Parque Nacional de Garajonay (La Gomera, Islas Canarias), una zona donde la pluviometría media interanual oscila entre 650 y 900 mm, con una evapotranspiración potencial media anual de 600-800 mm y una temperatura media de 14°C. Todo esto condiciona un régimen de humedad edáfico de tipo údico. La vegetación climácica del Parque la constituye el denominado “monte verde” que incluye el bosque de lauráceas o laurisilva y el fayal-brezal maduro. Los suelos predominantes en el Parque son: Andosoles (*Melanudands*, *Fulvudands* y *Hapludands*), junto con Leptosoles (*Udortents*) y en menor proporción Luvisoles (*Palehumults* y *Paleudalfs*). De manera más localizada se encuentran Umbrisoles (*Distrupts*) y Cambisoles en las áreas degradadas (*Distrupts*). Hay que señalar sin embargo, que debido a aportes y contaminaciones por cenizas volcánicas procedentes de erupciones más recientes en otras islas próximas, todos los suelos presentan en mayor o menor grado, un cierto carácter ándico en superficie.

En este trabajo nos centramos fundamentalmente en aquellos suelos que presentan un marcado carácter ándico y sobre todo en los Andosoles. Los siete subgrupos de Andosoles identificados los hemos agrupado a efectos de este estudio en dos categorías: andosoles alofánicos y andosoles no alofánicos o organominerales, los primeros correspondiendo de manera general a *Melanudands* y los segundos a *Fulvudands* y *Hapludands* (Soil Survey Staff, 1999). La división entre ambos se ha realizado de acuerdo con la “composición binaria” acuñada por Mizota and van Reeuwijk, 1989, según la cual la relación Alp/Alo es indicativa de propiedades alofánicas o no alofánicas: es decir, valores de Alp/Alo inferiores a 0.5 son indicativos de una mineralogía dominada por alofana y componentes similares (imogolita, ferrihidrita), mientras que valores superiores a 0.5 indican que el Al activo se encuentra mayormente en forma de complejos Al-humus (mineralogía organomineral).

El estudio realizado nos ha permitido demostrar el alto contenido de carbono orgánico acumulado en los suelos del Parque Nacional de Garajonay, con valores medios de 150-200 $tmha^{-1}$ en los primeros 30-40 cms, aunque estos valores son mucho más bajos ($<150\ tmha^{-1}$) en las áreas más degradadas del espacio. En los suelos bajo las formaciones maduras de laurisilva y fayal-brezal es donde se acumula mayor cantidad de carbono orgánico y en forma más estable (con baja relación C/N y en formas adsorbidas). La acumulación y estabilización del carbono orgánico está más en relación con la madurez y estabilidad del ecosistema que con el tipo de vegetación.

Aunque el contenido en carbono orgánico es alto en todos los suelos del área, son fundamentalmente aquellos con características ándicas los que acumulan más carbono orgánico en forma estable. Dentro de estos suelos, los andosoles organominerales (no alofánicos) tienen tendencia a acumular más carbono orgánico que los alofánicos y con un mayor predominio de formas estables adsorbidas, frente a las formas más fácilmente oxidables, que son más abundantes en los andosoles alofánicos. La existencia de relaciones metal/carbono superiores a 0.12, sobre todo en los andosoles no alofánicos, indica que en estos suelos existen todavía formas activas de Fe y Al con capacidad para complejar y por tanto secuestrar carbono en forma orgánica.

La actividad respiratoria de la biomasa y la actividad de la enzima deshidrogenasa es mayor en los andosoles alofánicos y en las formaciones de laurisilva y presenta los máximos en las épocas de mayor humedad edáfica.

Todos estos resultados parecen indicar que los suelos con mayor actividad mineralizadora son los andosoles alofánicos, donde también se presentan los valores más altos de carbono orgánico fácilmente oxidable y los valores más bajos de la relación metal/carbono, lo cual indicaría en una primera aproximación, que los andosoles organominerales y las formaciones maduras de ericáceas, tienen una mayor capacidad para secuestrar carbono en forma estable.

INTRODUCCIÓN

Los suelos juegan un importante papel en el ciclo global del carbono en la naturaleza (Schlesinger 1995; Díaz Pineda, 2000, IPCC, 2000; Pierzynski et al., 2000). La edafosfera constituye la tercera reserva de carbono del planeta después de los océanos (38×10^3 PgC) y la reserva geológica (5×10^3 PgC) (Lal et al., 2001; Jacinte et al., 2001). El contenido de C almacenado en los suelos se estima entre 2300 y 3300 Pg, del cual entre 1500 y 1760 Pg corresponden a C en formas orgánicas (COS) (Post et al., 1982, Eswaran et al., 1993, 1995; Lal, 2001).

Por otra parte, el COS es uno de los componentes fundamentales de los suelos y un importante parámetro en la determinación de la calidad del mismo (Doran et al., 1998; Karlen and Andrews, 2000; Singer and Ewing, 2000), ya que el contenido en COS correlaciona bien con muchas propiedades y funciones del suelo: porosidad y capacidad de retención de agua, disponibilidad de nutrientes, biodiversidad edáfica, estabilidad estructural, etc. (Tisdall and Oades, 1982; Kay, 1998). Por lo tanto el incremento del COS es un proceso deseable en todos los ecosistemas terrestres, no sólo por sus efectos favorables en la dinámica del suelo, sino también por su papel en la mitigación del efecto invernadero.

La fijación del CO_2 atmosférico en los diferentes sumideros del planeta es un nuevo paradigma que surgió en la década de los 90 como consecuencia del establecimiento en la Cumbre de Río, de la Convención de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático (UNCED, 1992; UNFCCC, 1994) y alcanzó su máxima consideración cuando el Protocolo de Kyoto reconoció que las emisiones netas de los gases de efecto invernadero, entre los que se encuentra el CO_2 pueden reducirse, tanto disminuyendo la velocidad con la que estos gases se emiten a la atmósfera, como aumentando la velocidad a la que los mismos son eliminados de la

atmósfera por los diferentes sumideros (FAO, 2001). Por otra parte está también unánimemente reconocido que el carbono acumulado en forma de materia orgánica del suelo presenta un elevado dinamismo, participando activamente en flujos e intercambios con la atmósfera, la biosfera, la hidrosfera e incluso con la litosfera, a través del carbono inorgánico acumulado en los suelos de las zonas áridas (Lal, 2000a; Khanna et al., 2000) y se convierte así en uno de los más importantes sumideros de CO_2 existentes en el planeta (Buñuel et al, 2000; USDA, 1998, 2001).

Aunque se han realizado numerosos inventarios sobre la capacidad de secuestrar o emitir CO_2 en diferentes tipos de suelos y de manejo (Cannell, 1999; Macías, 2001; Adams, 2002, etc) se sigue considerando la necesidad de mayor información y sobre todo mejora en las bases de datos sobre el carbono almacenado en los sistemas edáficos del planeta y en particular en los ecosistemas forestales (IPCC, 1996; Lal, 2001, etc). Una cuestión importante a tener en cuenta a la hora de evaluar las capacidades de los diferentes tipos de suelos para secuestrar CO_2 , es la naturaleza de los compuestos orgánicos en cuanto a su estabilidad: activa o lábil, lentamente oxidable y pasiva o recalcitrante, siendo esta última la más efectiva en cuanto a su funcionamiento como sumidero de CO_2 (Eswaran et al., 1995, IPCC, 2000, Franks et al., 2001). La estabilidad de los compuestos orgánicos está estrechamente relacionada con el grado de complejidad de las moléculas húmicas (recalcitrancia bioquímica), con su posición en los agregados del suelo (protección o secuestro físico) (Golchin et al., 1998; Lal, 2000b) y con el modo de su asociación con metales y minerales edáficos secundarios (estabilización química) (Jastrow and Miller, 1998).

Los suelos sobre cenizas volcánicas y en concreto los Andisoles (Soil Survey Staff, 1999) se caracterizan por un elevado

contenido de carbono orgánico (90 a 200-300 g kg^{-1}) que da lugar a horizontes superficiales húmicos, de color muy oscuro (Nanzyo *et al.*, 1993; Kimble *et al.*, 2000). Este alto contenido de carbono orgánico se atribuye al hecho de que la materia orgánica en estos suelos está estabilizada por minerales con ordenación de corto alcance (alofana, imogolita, ferrihidrita, etc), que presentan una elevada superficie específica con carga variable, susceptible de adsorber moléculas orgánicas (Oades *et al.*, 1989; Parfitt *et al.*, 1997) y/o por la formación de complejos Al-humus o Al(Fe)-alofana (Dahlgren *et al.*, 1993). En todos los casos el COS es altamente resistente al ataque microbiano, de manera que el tiempo medio de residencia del carbono orgánico en los Andisoles es muy alto y el tiempo de reciclado del mismo, muy bajo (Saggar *et al.*, 1994).

Por otra parte, los Andisoles se caracterizan por una estructura con agregados migajosos y granulares de elevada estabilidad (0.1 nm-1 μm a 1-3 mm) (Warkentin and Maeda, 1980) donde el COS, en forma de complejos organominerales y organometálicos, queda protegido físicamente de la mineralización microbiana. Por todas estas razones, los Andisoles son suelos con un alto potencial para secuestrar carbono, aunque poco se conoce aún de la dinámica del C en estos suelos y de los mecanismos que regulan la estabilización de los compuestos orgánicos (Lal *et al.*, 1998).

Los Andisoles son los suelos más característicos de las áreas forestales de las Islas Canarias (Fernández-Caldas y Tejedor, 1975), donde realizan importantes funciones ambientales en la regulación de los recursos

hídricos y en el mantenimiento de la biomasa forestal. Por todo lo dicho anteriormente y teniendo en cuenta el alto potencial de secuestro de carbono que se le atribuye a los Andisoles y suelos ándicos, los ecosistemas forestales sobre este tipo de suelos constituyen un marco idóneo donde establecer los mecanismos de estabilización de la materia orgánica, la naturaleza de sus enlaces con la fracción mineral y la valoración de los flujos de carbono entre los diferentes compartimentos del ecosistema. En este trabajo se presentan los primeros resultados sobre el contenido y las formas de carbono orgánico en andisoles y suelos ándicos bajo vegetación de laurisilva y sobre la potencialidad de aporte de carbono orgánico a través de la hojarasca y los procesos de mineralización e incorporación del mismo al suelo.

MATERIAL Y MÉTODOS

Area de estudio

El estudio se ha realizado en el Parque Nacional de Garajonay (La Gomera, Islas Canarias) y forma parte de un trabajo más amplio que tiene como objetivo la evaluación ecológica y la monitorización de los suelos de los ecosistemas del Parque (Rodríguez Rodríguez *et al.*, 2002). El Parque Nacional de Garajonay ocupa una posición central en la isla de La Gomera, extendiéndose por un área profundamente abarrancada de 3984 has (11% de la superficie insular) entre los 600 y 1500 m de altitud sobre el nivel del mar (Figura 1).

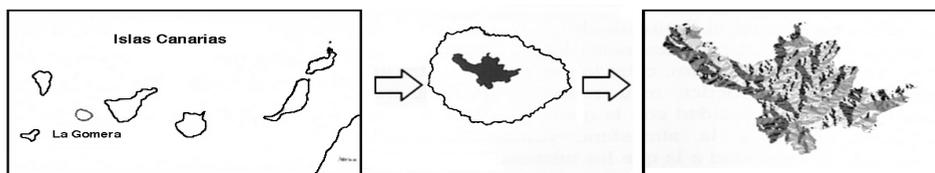


FIGURA. 1. Situación geográfica del área de estudio

Condiciones ambientales

Por su altitud el Parque se encuentra en la zona de máxima incidencia de los vientos alisios cargados de la humedad del océano y se caracteriza por un clima perhúmedo con alta evapotranspiración en verano. La pluviometría media interanual oscila entre 650 y 900 mm, con una evapotranspiración potencial media anual de 600-800 mm y una temperatura media de 14°C. Sin embargo uno de los rasgos climáticos más característicos del Parque es la elevada humedad ambiental (9-10 días por mes con una humedad relativa superior al 90%), que condiciona la existencia casi permanente de nieblas y



FIGURA 2. Incidencia del mar de nubes

brumas, consecuencia de su situación altitudinal en la zona de inversión térmica y la consiguiente formación de la capa de estratocúmulos conocida como “mar de nubes” (Figura 2). Este hecho da lugar a la existencia de precipitaciones horizontales originadas por la condensación de las nieblas en el follaje de la vegetación, que en determinadas situaciones pueden doblar los valores de precipitación vertical medida en pluviómetro (50-450 mm anuales, según la orientación de las vertientes y la época del año). Todo esto condiciona un régimen de humedad edáfico de tipo údico (Soil Survey Staff, 1999).



FIGURA 3. Laurisilva de ladera

La vegetación climácica del Parque la constituye el denominado “monte verde” que incluye el bosque de lauráceas o laurisilva y el fayal-brezal maduro. Las comunidades vegetales con un mayor grado de madurez son la laurisilva de valle (viñátigo-*Persea indica*-), la laurisilva de ladera (laurel-*Laurus azorica*-, acebiño-*Ilex canariensis*-, faya-*Myrica faya*-) (Figura 3) y los brezales de crestería (brezo-*Erica arbórea*-, tejo-*Erica scoparia*-), según la secuencia topográfica vaguada-ladera-cresta

(Pérez de Paz et al., 1990). Aunque en general el PN de Garajonay se encuentra en buen estado de conservación, existen áreas en su sector meridional que han sido intensamente explotadas durante siglos por la población local (pastoreo y leñeo), a cuyo efecto se sumó el de numerosos incendios forestales, de tal modo que la vegetación original ha sido reemplazada por comunidades vegetales de sustitución (Fernández López, 1990): fayal-brezal arbóreo, brezales arbustivos, matorrales

(jarales-*Cistus montpeliensis*-, escobonales-*Chamaecytisus proliferus*-, codesares-*Adenocarpus foliolosus*-) y plantaciones de especies exóticas (pinares-*Pinus canariensis* y *Pinus radiata*-, eucaliptales-*Eucalyptus globulus*-, castaños-*Castanea sativa*-). Hay que señalar a los efectos de este trabajo, que por lo general la hojarasca de la vegetación de sustitución es menos lábil que la de las especies propias de la laurisilva, por lo que se reduce la actividad biológica y la reincorporación de nutrientes al suelo se hace más lenta.

La topografía del área estudiada es muy accidentada, con una pequeña meseta central y numerosos barrancos que parten radialmente de la misma, de tal modo que un 46% de la superficie del Parque Nacional presenta pendientes superiores a 30° y en muchos casos (12% de la superficie) superiores a 50°, con todo lo que ello significa en la evolución de los procesos edafogénicos de Leptosolización, de alta incidencia en la zona.

La isla de La Gomera es la más antigua del archipiélago canario no habiéndose producido en ella erupciones volcánicas cuaternarias, una vez cesó el volcanismo a finales del Plioceno, de tal manera que los materiales geológicos han sufrido una intensa alteración y denudación por los agentes climáticos. Los materiales que constituyen el área comprendida por el Parque pertenecen en su mayoría al 2° Ciclo Volcánico que comenzó a finales del Mioceno (5-8 millones de años) aunque su mayor desarrollo tuvo lugar a lo largo del Plioceno, con un último pulso magmático hacia finales de este periodo (2.4 millones de años). Los materiales emitidos son fundamentalmente coladas y piroclastos basálticos y traquibasálticos, salpicados por intrusiones (domos, roques, diques) de naturaleza sálica (fonolitas y traquitas). Aunque las manifestaciones principales de la actividad

volcánica se detuvieron hace más de dos millones de años, ha habido posteriores episodios de aportes de cenizas y otros piroclastos mucho más recientes (10000-15000 años), procedentes de erupciones explosivas en otras islas próximas (Tenerife), que han rejuvenecido la evolución de muchos de los suelos del Parque, cambiando completamente la orientación de los procesos edafogénicos.

Propiedades y génesis de los suelos

Los suelos predominantes en el Parque son: Andosoles (*Melanudands*, *Fulvudands* y *Hapludands*), junto con Leptosoles (*Udortents*) y en menor proporción Luvisoles (*Palehumults* y *Paleudalfs*). De manera más localizada se encuentran Umbrisoles (*Distrudepts*) y Cambisoles en las áreas degradadas (*Distrustepts*) (Figura 4). Hay que señalar sin embargo, que debido a aportes y contaminaciones por cenizas volcánicas procedentes de erupciones más recientes en otras islas próximas, todos los suelos presentan en mayor o menor grado, un cierto carácter ándico en superficie.

En el ámbito estudiado existe una relativamente baja edafodiversidad, pues Andosoles y Leptosoles ocupan en su conjunto un 83% de la superficie total del Parque. Este hecho se debe al carácter uniformizador que ejerce sobre la tipología de los suelos las características actuales del clima y vegetación relativamente uniformes. El clima, manteniendo el proceso de andosolización y las características físicas químicas particulares de los Andosoles y la vegetación dando lugar a potentes horizontes orgánicos, cuyas características particulares sí pueden atribuirse a una diferenciación en la composición de la misma: horizontes melánicos bajo laurisilva madura y horizontes úmbricos y fúlvicos bajo fayal-brezal. Sí se observa sin embargo, una elevada variabilidad en las propiedades del suelo dentro de una misma tipología, lo cual

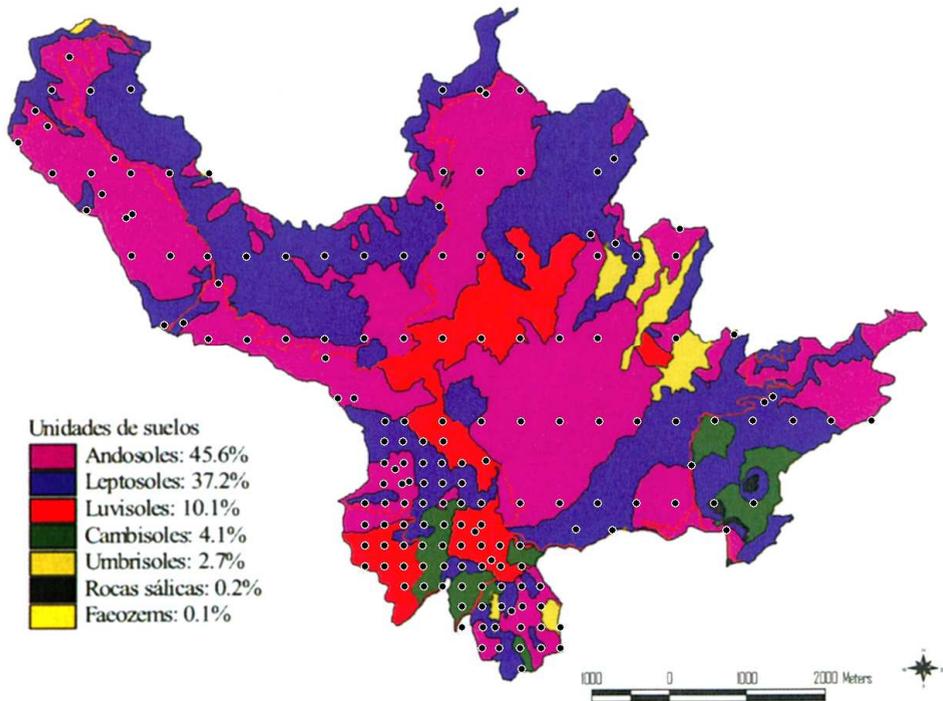


FIGURA 4. Distribución de las unidades suelo (WRB) en el Parque Nacional de Garajonay y localización de los puntos de muestreo

se debe, no sólo a las variaciones locales en las condiciones microclimáticas y de vegetación sino sobre todo a la accidentada topografía que presenta toda la superficie del Parque, lo cual origina variaciones importantes en características tales como profundidad del suelo, espesor de horizontes, granulometría, contenido en elementos solubles, etc., ligadas a la diferente posición topográfica ocupada por los distintos cuerpos edáficos

Así, los procesos edafogenéticos dominantes actualmente en la zona son la Melanización, la Andosolización y la Leptosolización, mientras que otros procesos que ocurren en la actualidad en determinadas áreas, están ligados a fenómenos de degradación de la cubierta vegetal (Iluvación, Empardecimiento). La

ferralitización, ligada a la alteración profunda de basaltos y piroclastos se considera un paleoproceso que no es activo en las condiciones actuales del Parque.

En este trabajo nos centramos fundamentalmente en aquellos suelos que presentan un marcado carácter ándico y sobre todo en los Andosoles. Los siete subgrupos de Andosoles identificados los hemos agrupado a efectos de este estudio en dos categorías: andosoles alofánicos y andosoles no alofánicos u organominerales, los primeros correspondiendo de manera general a Melanudands y los segundos a Fulvudands y Hapludands (Soil Survey Staff, 1999). La división entre ambos se ha realizado de acuerdo con la “composición binaria” acuñada por Mizota and van Reeuwijk, 1989, según la cual la relación Alp/Alo (véase

Tabla 2) es indicativa de propiedades alofánicas o no alofánicas: es decir, valores de Al_p/Al_o inferiores a 0.5 son indicativos de una mineralogía dominada por alofana y componentes similares (imogolita, ferrihidrita), mientras que valores superiores a 0.5 indican que el Al activo se encuentra mayormente en forma de complejos Al-humus (mineralogía

organomineral). En las Tablas 1 y 2 se presentan algunas propiedades para dos perfiles representativos de ambos grupos de suelos (Figura 5).

TABLA 1. Morfología y propiedades físicas de los suelos

| Horizonte (profundidad) | Andosoles alofánicos | | Andosoles organominerales | | Métodos |
|---|----------------------|-------------------|---------------------------|--------------------|---|
| | Aa (0-65 cms) | Bw (65-85 cms) | Aa (0-60 cms) | Bw (60-80 cms) | |
| Color Munsell (húmedo) | 5YR 2/2 | 7.5 YR 2/2 | 7.5 YR 3/2 | 5YR 3/2 | Munsell Soil Color Charts |
| Estructura | Grumosa | Masiva | Grumosa | Poliédrica angular | Morfología |
| Retención de agua ($g\ kg^{-1}$) (seco) | | | | | Richards, 1980 |
| 33 kPa | 631 | 686 | 594 | 644 | |
| 1500 kPa | 307 | 346 | 344 | 394 | |
| Densidad aparente a 33 kPa ($M\ g\ m^{-3}$) | 0.60 | nd | 0.70 | 0.63 | Muestras no modificadas, cilindros de latón de volumen conocido |
| Elementos gruesos (>2 mm) ($g\ kg^{-1}$) | nd | nd | 330 | 121 | Tamizado |
| Arcilla ($g\ kg^{-1}$)' | 179 | 153 | 189 | 469 | Bartoli et al., 1991 |
| Limo ($g\ kg^{-1}$)' | 523 | 533 | 463 | 384 | Bartoli et al., 1991 |
| Arena ($g\ kg^{-1}$)' | 298 | 314 | 349 | 147 | Bartoli et al., 1991 |

Textura: Método de las resinas sódicas (Bartoli et al., 1991).

TABLA 2. Propiedades químicas y características ándicas

| Horizonte (profundidad) | Andosoles alofánicos | | Andosoles organominerales | | Métodos |
|---|----------------------|-------------------|---------------------------|-------------------|---|
| | Aa (0-65 cms) | Bw (65-85 cms) | Aa (0-60 cms) | Bw (60-80 cms) | |
| pH (H ₂ O,1:2.5) | 5.7 | 5.3 | 5.9 | 5.7 | Suelo:agua 1:2.5 |
| pH (KCl,1:2.5) | 4.2 | 4.0 | 4.7 | 4.2 | Suelo:KCl 1:2.5 |
| Carbono orgánico total (gkg ⁻¹) | 45 | 39 | 91 | 42 | Walkley and Black (Nelson and Sommers, 1982) |
| C/N | 10.8 | 13.9 | 11.2 | 12.3 | Calculado |
| CCC (cmol _c kg ⁻¹) | 64.9 | 56.1 | 58.9 | 47.3 | Acetato amónico 1N pH7 (Bower et al., 1952) |
| Saturación de bases (%) | 28.4 | 15.7 | 29.4 | 37.3 | Acetato amónico 1N pH7 (Bower et al., 1952) |
| Retención de fosfato (%) | 96 | nd | 89 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Alo (%) | 5.86 | nd | 1.52 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Feo (%) | 1.23 | nd | 1.80 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Sio (%) | 2.8 | nd | 0.34 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Alp (%) | 0.94 | nd | 2.48 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Fep (%) | 1.11 | nd | 1.95 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Cp (%) | 2.4 | nd | 6.9 | nd | Blakemore et al., 1981 |
| Alo+1/2Feo (%) | 6.47 | nd | 2.42 | nd | Calculado |
| Alp/Alo | 0.16 | nd | 1.63 | nd | Calculado |
| (Alp + Fep)/Cp (M) | 0.27 | nd | 0.22 | nd | Calculado |
| Alp/Cp (M) | 0.17 | nd | 0.16 | nd | Calculado |
| Contenido de alofana (%) | 19.8 | nd | 0.89 | nd | Parfitt and Wilson, 1985; Mizota and van Reeuwijk, 1989 |

nd: no determinado

CE_{es}: Conductividad eléctrica

CCC: Capacidad de cambio catiónica

Alo, Feo, Sio: Al, Fe, Si extraíble con oxalato ácido

Alp, Fep, Cp: Al, Fe, C extraíble con pirofosfato



Andosoles alofánicos



Andosoles organominerales

FIGURA 5 Perfiles característicos de Andosoles Alofánicos y no Alofánicos.

Muestreo de campo

Suelos

El muestreo de los suelos se ha realizado según una malla de 500m x 1000m en toda la superficie del Parque (88 puntos de muestreo), intensificando la densidad del muestreo en las áreas más degradadas del mismo (sector suroccidental), donde se recogieron muestras según una malla adicional de 250m x 250m (75 muestras). En conjunto se han estudiado 163 puntos de muestreo (Figura 4). En cada punto de muestreo se recogió una muestra compuesta de tres submuestras en los primeros 30-40 cm de la superficie del suelo, una vez eliminada la capa de hojarasca, ya que en el monteverde es a esta profundidad, donde se concentran la mayor parte de las raíces con función asimilativa. En las zonas donde el espesor del suelo lo permitió se muestreó, también por triplicado a 60-80 cm de profundidad (resultados no incluidos en este trabajo).

Dinámica estacional del carbono orgánico

Con objeto de estudiar el aporte de carbono orgánico al suelo mediante la hojarasca, así como los procesos de mineralización e incorporación del mismo, se ha realizado un seguimiento detallado en cuatro parcelas representativas de los principales ecosistemas del Parque:

- Fayal brezal degradado, sobre Andosoles úmbricos (Hapludands últicos) no alofánicos
- Fayal brezal maduro, sobre Andosoles úmbricos (Hapludands álficos) no alofánicos
- Laurisilva de ladera, sobre Andosoles fulvidístricos (Fulvudands líticos) alofánicos
- Laurisilva de valle, sobre Andosoles silimelánicos (Melanudands páchicos) alofánicos

En cada una de estas parcelas se analizaron los contenidos de carbono y nitrógeno en los principales compartimentos implicados en el reciclado de nutrientes: fitomasa, hojarasca, mantillo y horizonte edáfico de incorporación. El muestreo se realizó trimestralmente durante un año, de modo que se recogiese la variación estacional ligada a las condiciones ambientales y a la fenología de la vegetación. La muestra de fitomasa recogida en cada caso, se compuso de una fracción representativa de la biomasa aérea de las especies vegetales susceptible de ser incorporada a la hojarasca, principalmente hojas y ramas jóvenes de árboles y sotobosque. Se excluyeron expresamente la biomasa de los troncos de las especies arbóreas, cuyo periodo de retorno al suelo es mayor y no se produce en forma de hojarasca. Las muestras de hojarasca y mantillo fueron recogidas directamente de la superficie del suelo, mientras que las del horizonte de incorporación se extrajo mediante azada en los primeros 10 cm del suelo. Se recogieron también, con la misma periodicidad, muestras separadas para análisis microbiológico y bioquímico, que se mantuvieron húmedas y en frío hasta su análisis.

Determinaciones analíticas

Suelos

La caracterización físico química de los suelos se realizó según los métodos generales que se citan en las Tablas 1 y 2 para las determinaciones analíticas de dos perfiles representativos. Se analizaron un total de 163 puntos de muestreo y 34 perfiles en la superficie del Parque de los que 25 se clasificaron como Andosoles.

Formas de carbono

Todos los análisis se realizaron por triplicado y los resultados se expresan en peso seco.

a) *Carbono orgánico total (Walkley-Black)*: El carbono orgánico se determinó por oxidación húmeda del carbono por el procedimiento del dicromato de Walkley-Black, según Nelson and Sommers (1982). Para el cálculo del contenido en carbono, hemos usado un factor de compensación de 1.3 para tener en cuenta la oxidación incompleta del carbono orgánico por este método. En 24 de las muestras más representativas (12 andosoles alofánicos y 12 organominerales), incluyendo formaciones de lauráceas y de ericoides, se realizó también el análisis del carbono orgánico total por combustión seca en un analizador LECO CSN 1000 (Macías, comunicación personal), obteniéndose unos contenidos que oscilan entre el 98 y el 103% del carbono oxidado por Walkley-Black, de tal modo que podemos asumir que el carbono determinado por este último método, constituye el carbono orgánico total del suelo (Cheng and Molina, 1995).

b) *Carbono orgánico extraíble con pirofosfato (Cp)*: Las extracciones con pirofosfato se usan habitualmente para cuantificar las formas activas de Fe y Al complejadas con componentes orgánicos del suelo (Bascomb, 1968, Blakemore et al., 1981, Parfitt y Henmi, 1982, van Reeuwijk, 1993), ya que la extracción con una solución 0.1M de pirofosfato sódico disuelve selectivamente los compuestos orgánicos y el Fe y Al activos asociados a ellos (McKeague et al. 1971, Mizota y van Reeuwijk, 1989). En nuestro caso, el carbono orgánico disuelto en el extracto de pirofosfato (Cp) corresponde al carbono en forma de complejos alofana-humus y Al-humus, junto a otras formas más lábiles que también son extraídos de manera no selectiva. El carbono orgánico disuelto en el extracto de pirofosfato se determinó por oxidación húmeda como antes, pero usando dicromato diluido (0.05N) en lugar de dicromato 1N. La diferencia entre el carbono orgánico total (COT) y el extraíble con

pirofosfato, consideramos que corresponde a las formas no complejadas y lentamente oxidables (COO).

c) *Carbono orgánico extraíble con sulfato potásico*: En este caso el suelo se extrae con una disolución de sulfato potásico 0.5M (suelo/solución 1:5), mediante una hora de agitación luego de la cual se filtra la suspensión y se analiza el carbono orgánico en el filtrado por oxidación con dicromato 0.05N (Horwarth and Paul, 1994). El carbono orgánico extraído corresponde a las formas más lábiles del suelo y lo hemos denominado carbono orgánico lábil (COL). La diferencia entre el Cp y el COL, consideramos que corresponde a las formas verdaderamente complejadas con el Fe y Al activos y lo consideramos como carbono orgánico adsorbido (COA).

d) *Carbono ligado a la biomasa*: Se refiere al carbono orgánico que en un determinado momento forma parte del soma de los microorganismos vivos del suelo. Se ha determinado por el método de fumigación-extracción, que consiste en provocar la muerte de los microorganismos por fumigación con cloroformo, en una muestra de suelo húmeda y mantenida en nevera. El carbono liberado se extrae con sulfato potásico según vimos anteriormente. Por diferencia entre el carbono extraído con sulfato potásico en muestras fumigadas y muestras no fumigadas, se obtiene la cantidad de carbono asociada a los microorganismos muertos (Vance et al., 1987). Para esta determinación se recogieron muestras adicionales que se mantuvieron húmedas y en frío. En las muestras secas al aire, todo el carbono extraído con sulfato potásico se considera como lábil COL), al asumir que el secado y almacenamiento supone la muerte de los microorganismos.

Fitomasa, hojarasca y mantillo

Las muestras de fitomasa y hojarasca se lavaron previamente y se secaron a 105° C,

mientras que las de mantillo se secaron al aire. En todos los casos una vez secas las muestras, éstas se trituraron finamente en un molinillo mecánico y en ellas se determinó C y N total en un autoanalizador elemental LECO CSN 1000.

Análisis bioquímico

a) *Actividad mineralizadora de carbono (respiración del suelo)*: Cuantifica la producción de CO₂ como resultado de los procesos metabólicos de los organismos vivos del suelo. En el procedimiento utilizado se mide el CO₂ desprendido por muestras de suelo incubadas en condiciones óptimas de humedad y temperatura. Para ello se mantuvo las muestras de suelo húmedas y en frío hasta el momento de la determinación, se ajustó su contenido de humedad a la capacidad de campo, se las situó en recipientes herméticos junto a viales que contenían NaOH 0,1N, y se las llevó a estufa a 25°C durante un período de 10 días. El CO₂ procedente de la respiración del suelo es atrapado por el NaOH generándose Na₂CO₃. Periódicamente se sustituyen los viales de NaOH del interior de los recipientes y se valora la concentración del NaOH de los viales extraídos. La variación experimentada por la concentración del NaOH refleja la cantidad de CO₂ desprendido (Gutián y Carballas, 1976).

b) *Actividad enzimática deshidrogenasa*: En el procedimiento analítico utilizado, las muestras, conservadas hasta ese momento en frío y húmedas, se incubaron en presencia de INT(2-*p*-iodofenil-3-*p*-nitrofenil-5-feniltetrazolio) durante 1 hora en agitación y en oscuridad a 40°C. Una vez concluida la incubación, se midió por espectrofotometría el INTF (iodonitrotetrazol formazán) formado por reducción del INT (Von Mersi and Schinner, 1991).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Distribución espacial del contenido en diferentes formas de carbono orgánico

Los datos de la Figura 6 indican que en más de la mitad de la superficie del Parque, los suelos tienen un contenido en carbono orgánico total (COT) en los primeros 30-40 cm, que oscila entre 150 y 200 tha^{-1} . Contenidos más bajos ($<150 \text{ tha}^{-1}$) aparecen en las áreas más degradadas del Sur y Este del espacio. El análisis del variograma de la Figura 6 nos indica que la mayor parte de la variabilidad espacial del COT corresponde a la varianza residual no correlacionada con la distancia y que es posible encontrar puntos de muestreo con valores muy dispares, separados por distancias cortas o incluso a

veces, muy cortas. El resto de la variabilidad total crece muy lentamente con la distancia, obligando a adoptar un alcance relativamente grande (7500 m) como base para la interpolación, de manera que el mapa presenta una distribución espacial muy homogénea, donde los valores máximos (a veces superiores a 300 tha^{-1}) quedan soslayados en beneficio de valores más próximos al promedio. El análisis del variograma sugiere también que este parámetro está sujeto a una fuerte anisotropía espacial, de modo que habría que considerar otras variables en el análisis geoestadístico (orientación, inclinación de la pendiente, etc), para obtener una aproximación espacial más realista (Burrough y MacDonnel, 1998).

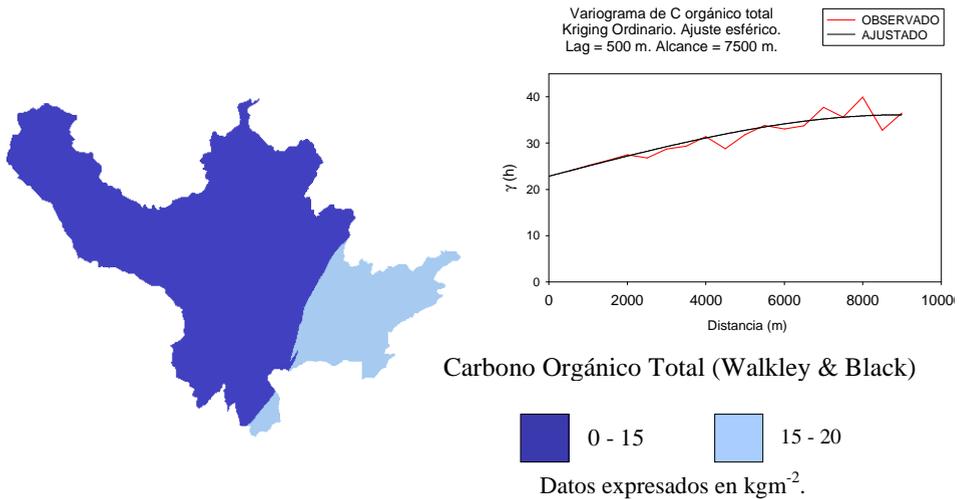


FIGURA 6. Distribución espacial del carbono orgánico total

En la Figura 7 se presenta la distribución del carbono orgánico oxidable (COO) en los suelos del Parque. Los contenidos de esta fracción son inferiores a 100 tha^{-1} en la mayor parte de la zona estudiada y sólo en una pequeña franja del

sector occidental de la misma los suelos presentan mayor contenido en esta fracción de carbono orgánico. Las mismas consideraciones que para el caso anterior podemos extraer del análisis del variograma.

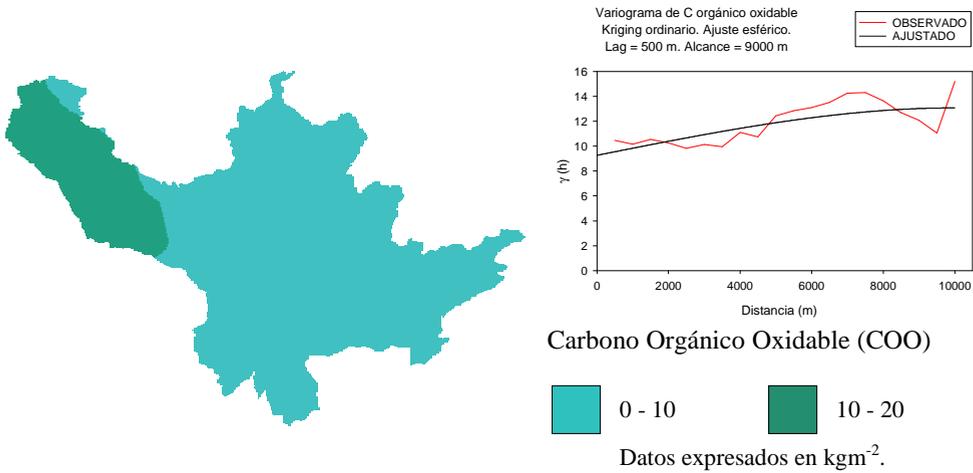


FIGURA 7. Distribución espacial del carbono orgánico oxidable

Se observa también como en la mayor parte de la superficie del Parque, los suelos presentan una proporción elevada de carbono orgánico complejo (COA) (70-100 tha^{-1}) encontrándose los valores más bajos para esta fracción ($<50\ tha^{-1}$) (Figura 8) en las áreas degradadas del sur donde los suelos han perdido en parte sus características ándicas, como consecuencia de las deforestaciones y cambio del edafoclima en superficie de údico

a ústico. Si analizamos el variograma de esta distribución observamos que estas formas de carbono orgánico, muestran una tendencia espacial más definida (mayor pendiente de la curva y menores valores de la varianza residual no correlacionada), lo que parece indicar que es un parámetro menos relacionado con variables ambientales no consideradas tales como la orientación o la topografía.

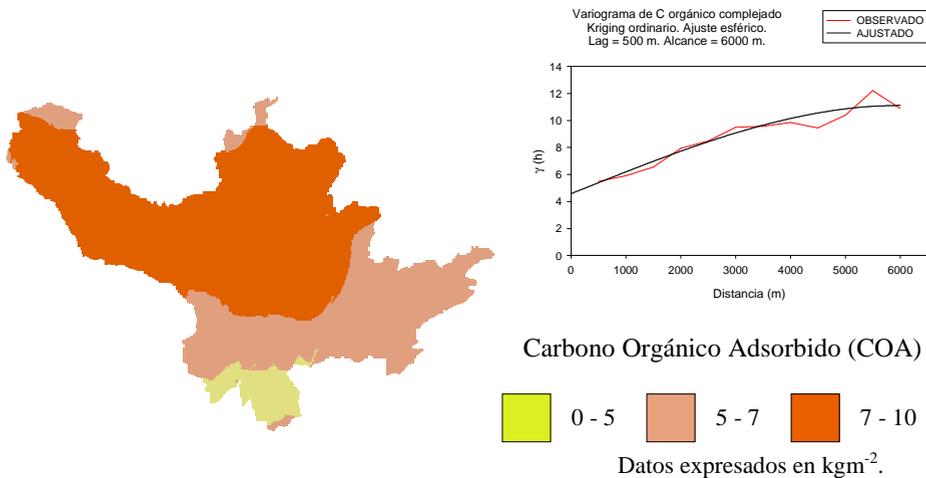


FIGURA 8. Distribución espacial del carbono orgánico complejo

La variabilidad espacial que se observa en la distribución de las formas más lábiles de carbono orgánico es tan alta que hace inviable la obtención de un ráster con los métodos estadísticos empleados. Se observa que en las áreas degradadas las formas de carbono orgánico lábil son particularmente abundantes ($50-100 \text{ tha}^{-1}$), con algunos puntos donde se sobrepasan las 200 tha^{-1} y otros con valores inferiores a 50 tmha^{-1} (Figura 9). Parece pues que en los suelos de estas áreas degradadas, los continuos cambios de vegetación y la

aparición frecuente de especies oportunistas con la consiguiente inmadurez del ecosistema, favorece la acumulación de carbono orgánico en las formas más lábiles y más fácilmente mineralizables. Serían pues éstas, las áreas del Parque donde el reciclado del carbono orgánico en el suelo es más rápido.

En el mapa de la Figura 9 y debido a la alta variabilidad de esta fracción, se ha utilizado una interpolación mediante la Distancia Inversa Ponderada (IDW), según el método de los vecinos más próximos.

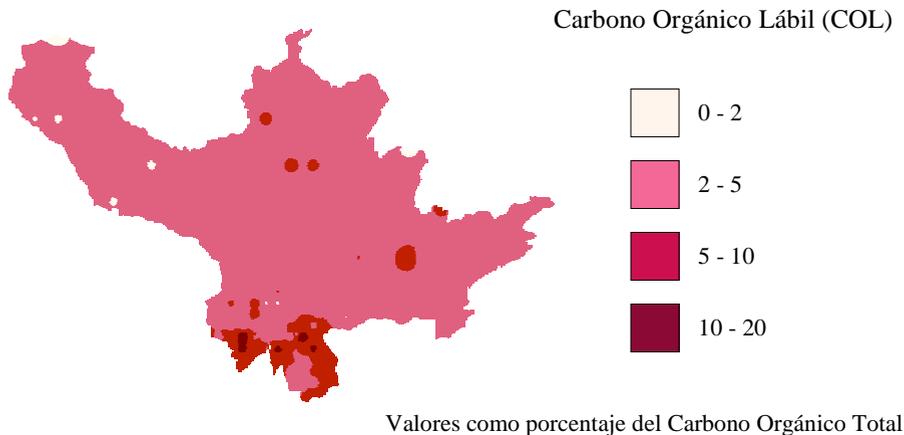


FIGURA 9. Distribución espacial del carbono orgánico lábil

Contenido y formas de carbono orgánico según algunas variables ambientales

La cantidad y las formas del carbono orgánico que se acumula en los suelos, está estrechamente relacionada principalmente con el clima y la vegetación asociada y el tipo de uso y manejo (Hontoria, 2002). Las particulares condiciones climáticas que favorecen la génesis de los Andosoles y la vegetación forestal bajo la que normalmente se desarrollan, hacen que los contenidos de carbono orgánico en estos suelos sea siempre alta (Shoji et al., 1993) y diferencias en la

naturaleza y calidad de la materia orgánica se han observado de acuerdo con el tipo de vegetación que sustentan y el tipo de manejo que se hace en ellos (Shoji et al., 1988).

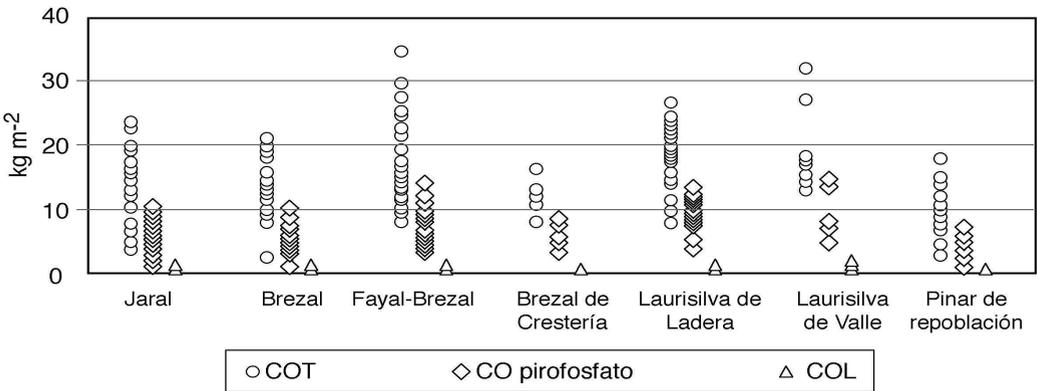
Según comunidades vegetales

Aunque a gran escala la vegetación del área estudiada es relativamente uniforme, sí podemos establecer a nivel local importantes diferencias entre los distintos ecosistemas y sobre todo diferenciar los contenidos y formas de carbono orgánico entre formaciones vegetales. En la Figura 10

podemos observar que las formaciones maduras de laurisilva y fayal brezal presentan unos mayores contenidos de carbono orgánico total (COT), que las formaciones de sustitución (16.9-19.4 kgm⁻², frente a 12.1 15.4 kgm⁻²). En estas formaciones además, la materia orgánica presenta una relación C/N más baja y un mayor porcentaje de carbono orgánico adsorbido a los coloides minerales del suelo (COA) (40-47% frente a 30-34%) a expensas de del COO, ya que el contenido en COL no parece presentar diferencias significativas entre ambos tipos de vegetación. Lógicamente esto va acompañado de unos

contenidos, también más elevados en los suelos de las formaciones maduras, de las formas activas de Fe y Al complejadas con la materia orgánica.

Menos patentes son las diferencias entre las distintas formaciones (lauráceas, ericoides, matorrales de sustitución), por lo que parece que el contenido y la estabilización del carbono orgánico está más asociado con la madurez y estabilidad del ecosistema que con el tipo de vegetación, de tal manera que es en los suelos bajo las formaciones vegetales maduras donde se acumula más carbono orgánico y en forma más estable.



| | χ^2_6 | p | kgm ² | | | | | | |
|----------------|------------|-------|------------------|---------|--------------|---------------------|----------------------|---------------------|----------------------|
| | | | Jaral | Brezal | Fayal-Brezal | Brezal de Crestería | Laurisilva de Ladera | Laurisilva de Valle | Pinar de Repoblación |
| COT | 31,5 | 0,000 | 15,4cd | 13,7bc | 16,9cd | 12,1ab | 17,3d | 19,4d | 10,6a |
| CO pirofosfato | 46,7 | 0,000 | 5,9bc | 5,3ab | 7,0c | 5,6abc | 8,7d | 8,6cd | 4,0a |
| COL | 24,6 | 0,000 | 0,70d | 0,58cd | 0,55bc | 0,32a | 0,57bc | 0,74d | 0,47b |
| COO | 26,0 | 0,000 | 10,0c | 8,5bc | 9,9c | 6,5a | 8,6b | 10,8a | 6,5ab |
| COA | 48,0 | 0,000 | 4,7ab | 4,7ab | 6,4c | 5,2bc | 8,1c | 7,8c | 3,6a |
| Fep | 78,2 | 0,000 | 0,45ab | 0,60bc | 0,84c | 0,52ab | 1,41d | 1,43d | 0,34a |
| Alp | 43,5 | 0,000 | 1,27a | 1,48 ab | 1,92b | 1,58ab | 2,45c | 2,59c | 1,15a |
| Sip | 12,9 | 0,044 | 4,7b | 5,4b | 0,5ab | 0,2a | 0,4b | 0,5b | 0,5b |
| Relación CN | 15,0 | 0,020 | 16,1ab | 16,4b | 16,6b | 16,3ab | 15,0a | 14,2a | 16,1ab |

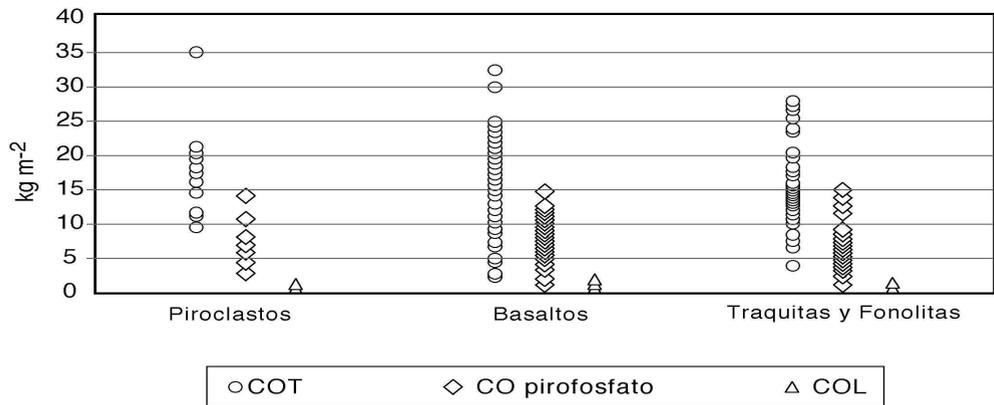
FIGURA 10 Contenido y formas de carbono orgánico en los suelos de diferentes formaciones vegetales

Según material geológico

La influencia del material geológico en el contenido y formas de carbono orgánico en los suelos, está sobre todo ligada a la influencia que dicho material ejerce sobre el tipo de suelo que se desarrolla y en particular con la naturaleza y abundancia de las formas activas de Fe y Al (Macías et al., 2001, Macías, 2002). En nuestro caso (Figura 11), aunque no se observan diferencias significativas entre los valores medios, sí parece observarse una ligera tendencia a que los suelos con mayor alteración sobre depósitos piroclásticos basálticos presenten

un mayor contenido en COT (16.6 kgm⁻²) que los suelos líticos sobre materiales sálicos (14.9 kgm⁻²).

Si como hemos dicho antes, la acumulación de carbono orgánico en este tipo de suelos está relacionada con la presencia de formas activas de Fe y Al, la existencia de éstos en una zona antigua, con materiales muy alterados es independiente de la naturaleza litológica del material de origen, estando más en relación con las condiciones microclimáticas y de vegetación, de ahí que no observemos claras diferencias entre un tipo y otro de litología.



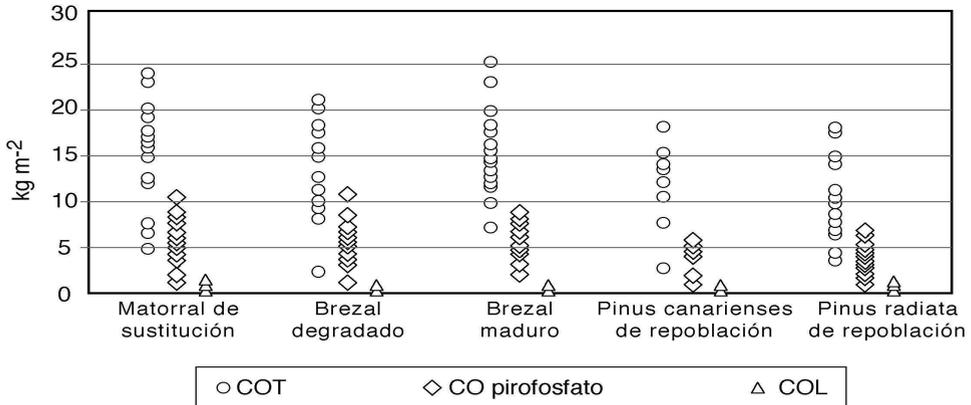
| (kg m ⁻²) | Stat. | p | Piroclastos | Basaltos | Traquitas y Fonolitas | |
|-----------------------|------------|------|-------------|----------|-----------------------|--------|
| COT | F | 0,53 | 0,587 | 16,6 a | 15,4 a | 14,9 a |
| CO pirofosfato | χ^2_1 | 0,04 | 0,842 | 6,8 a | 6,5 a | 6,1 a |
| COL | χ^2_1 | 2,58 | 0,108 | 0,64 a | 0,59 a | 0,54 a |
| COO | F | 0,46 | 0,633 | 9,8 a | 8,9 a | 8,8 a |
| COA | χ^2_1 | 0,04 | 0,842 | 6,1 a | 6,0 a | 5,5 a |
| Fep | χ^2_1 | 0,01 | 0,912 | 0,82 a | 0,88 a | 0,67 a |
| Alp | χ^2_1 | 0,00 | 0,991 | 1,81 a | 1,82 a | 1,65 a |
| Sip | χ^2_1 | 0,55 | 0,458 | 0,5 a | 1,84 a | 2,51 a |
| Relación C/N | χ^2_1 | 1,33 | 0,249 | 16,6 a | 15,8 a | 16 a |

FIGURA 11. Contenido y formas de carbono orgánico en los suelos sobre diferentes litologías

Según usos del suelo

Como ya hemos visto anteriormente, la perturbación antrópica de las formaciones climácicas, produce siempre una disminución del contenido de COT en los suelos y de las formas más estables del mismo (COA). Entre las formaciones degradadas, aquellas con un mayor grado de

sustitución y el fayal-brezal maduro, presentan siempre un mayor contenido en “naturalidad”, como los matorrales de COT y COA, que las formas más degradadas y en particular que las plantaciones de especies exóticas como los pinares (Figura 12).



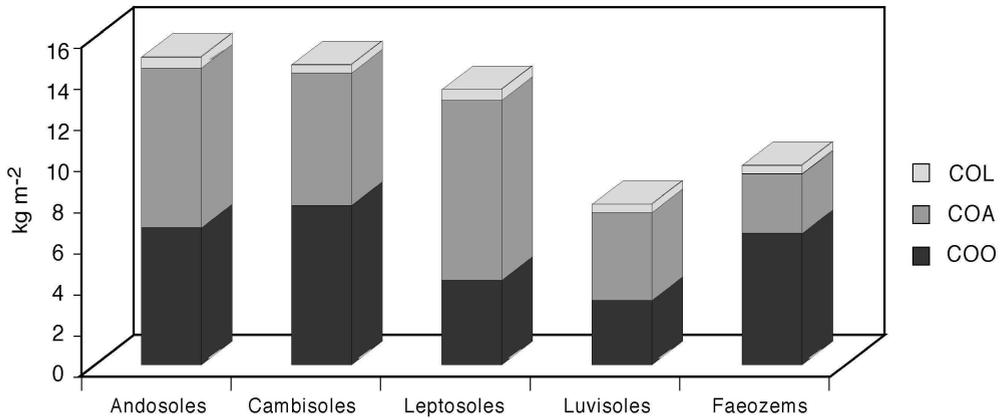
| (kg m ²) | χ^2_4 | p | Matorral de sustitución | Brezal degradado | Brezal maduro | Pinus canariensis de repoblación | Pinus radiata de repoblación |
|----------------------|------------|-------|-------------------------|------------------|---------------|----------------------------------|------------------------------|
| COT | 14,65 | 0,005 | 15,8b | 14,4b | 15,2b | 12,0ab | 10,9a |
| CO pirofosfato | 11,06 | 0,026 | 5,7b | 5,5b | 5,6b | 4,3ab | 4,0a |
| COL | 11,21 | 0,024 | 0,71b | 0,65b | 0,53ab | 0,52ab | 0,52a |
| COO | 11,09 | 0,026 | 10,0c | 8,9abc | 9,6bc | 7,7ab | 7,0a |
| COA | 9,83 | 0,043 | 5,0b | 4,9ab | 5,1b | 3,8ab | 3,4a |
| Fep | 14,24 | 0,007 | 0,42ab | 0,56bc | 0,58c | 0,29a | 0,41b |
| Alp | 7,92 | 0,095 | 1,41a | 1,48a | 1,48a | 0,89a | 1,24a |
| Sip | 5,34 | 0,254 | 0,34a | 7,55a | 0,50a | 13,38a | 0,53a |
| Relación C/N | 2,73 | 0,605 | 16,3a | 16,8a | 16,7a | 15,8a | 16,0a |

FIGURA 12. Contenido y formas de carbono orgánico en el suelo, según tipo de uso

Contenido y formas de carbono orgánico según el tipo de suelo

El tipo de suelo definido por unas características y composición determinadas es uno de los principales factores que condiciona su capacidad de secuestrar y acumular carbono, tanto en forma orgánica como inorgánica (Bohn, 1982, Eswaran et al., 1995). En la Figura 13 se presentan los contenidos medios para las diferentes formas de carbono orgánico en las principales unidades de suelos del Parque Nacional de

Garajonay. Como puede verse todos los suelos tienen una alta capacidad para acumular COT (hasta 14.5 kgm⁻² en Andosoles). El contenido en COA es alto en los Andosoles (54%), pero también en Leptosoles y Luvisoles que por lo general presentan un cierto carácter ándico en superficie como consecuencia de rejuvenecimientos por aportes piroclásticos recientes o por constituir fases erosivas de andosoles ranqueriformes y líticas.



| (kg m ⁻²) | COT | CO pirofosfato | COO | COA | COL | Relación C/N |
|-----------------------|------|----------------|-----|-----|------|--------------|
| Andosoles | 14,5 | 8,3 | 6,6 | 7,9 | 0,42 | 13,5 |
| Cambisoles | 14,2 | 6,8 | 7,7 | 6,5 | 0,33 | 13,7 |
| Leptosoles | 12,9 | 9,3 | 4,1 | 8,8 | 0,46 | 14,5 |
| Luvisoles | 7,4 | 4,7 | 3,0 | 4,4 | 0,30 | 12,0 |
| Faeozems | 9,4 | 3,3 | 6,3 | 3,1 | 0,18 | 11,6 |

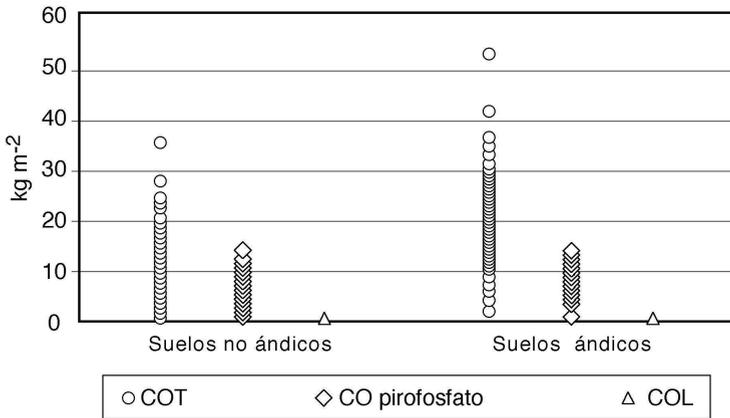
FIGURA 13. Contenido y formas de carbono orgánico en los principales suelos del Parque

Comparación entre suelos ándicos y no ándicos

Incluimos en la denominación de suelos con carácter ándico a los andosoles y a todos aquellos suelos que tienen una densidad aparente a 33 kPa inferior a 0.9 Mgm⁻³, una retención de fosfato superior al 85% y un contenido de Alo+1/2Feo superior al 2%, aunque no cumplan los requisitos de espesor para considerarlos andosoles (la mayoría de los Leptosoles y muchos Luvisoles y Cambisoles).

Si comparamos el contenido total de carbono orgánico entre los suelos que tienen carácter ándico y los suelos sin estas propiedades (Figura 14), vemos que los

suelos ándicos acumulan más COT que los no ándicos (18.2 kgm⁻² frente a 12.8 kgm⁻²) y además el contenido en carbono estable (COA) es también mayor (41% frente a 36%) y la relación C/N significativamente más baja. Todos estos parámetros indican no sólo un mayor contenido, sino también una mayor evolución y estabilidad de los compuestos de carbono orgánico en este tipo de suelos, que tienen además unos mayores contenidos de Fe y Al complejados con la materia orgánica, hecho que, por otra parte, ya ha sido señalado por varios autores (Saggar et al., 1994, Lal et al., 1998, Macías, 2002).



| (kg m ⁻²) | U Mann-Whitney | p | No-ándicos | Ándicos |
|-----------------------|----------------|-------|------------|---------|
| COT | 3779 | 0,000 | 12,8 a | 18,2 b |
| CO pirofosfato | 3061 | 0,000 | 5,1 a | 7,9 b |
| COL | 5591 | 0,990 | 0,52 a | 0,50 a |
| COO | 4868 | 0,000 | 7,7 a | 10,3 b |
| COA | 2955 | 0,000 | 4,6 a | 7,5 b |
| Fep | 5616 | 0,038 | 0,96 a | 1,4 b |
| Alp | 3076 | 0,000 | 1,5 a | 4,5 b |
| Sip | 6004 | 0,185 | 1,9 a | 1,7 a |
| Relación C/N | 5378 | 0,011 | 16,0 a | 15,0 b |

FIGURA 14. Contenido y formas de carbono orgánico en suelos ándicos y no ándicos

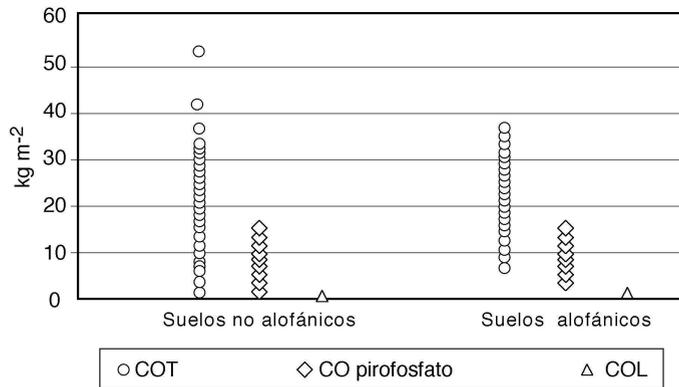
Comparación entre andosoles alofánicos y organominerales

Como ya hemos indicado, la separación entre ambos grupos de andosoles se basa en el porcentaje de formas activas de Fe y Al que se encuentra complejadas con los componentes orgánicos. Cuando esta proporción es superior al 50% (Alp/Alo>0.5), la naturaleza de los coloides del suelo es fundamentalmente organomineral o no alofánica, mientras que cuando es menor del 50% (Alp/Alo<0.5), la mineralogía de los coloides es mayoritariamente alofánica.

En los suelos estudiados por nosotros existe una cierta proporción con unos valores de Alp/Alo muy próximos a 0.5, lo que indica

que no existe una clara predominancia de una tipología mineralógica u otra y que por tanto introducen un cierto “ruido” en el tratamiento estadístico, pero aún así es posible establecer algunas tendencias.

Aunque en la Figura 15 no aparecen diferencias estadísticamente significativas en las diferentes formas de carbono orgánico entre ambos grupos de suelos, sí podemos observar en las Figuras 16 y 17 como en los andosoles alofánicos existe una cierta tendencia a que el carbono orgánico se acumule en las formas más fácilmente oxidables, mientras que en los organominerales el carbono orgánico se encuentra mayormente en formas adsorbidas o complejadas.



| (kg m ⁻²) | U Mann-Whitney | p | Andosoles no alofánicos | Andosoles alofánicos |
|-----------------------|----------------|-------|-------------------------|----------------------|
| COT | 2040 | 0,479 | 18,0 a | 18,8 a |
| CO pirofosfato | 2078 | 0,586 | 7,7 a | 8,4 a |
| COL | 1257 | 0,148 | 0,50 a | 0,58 a |
| COO | 2046 | 0,495 | 10,2 a | 10,4 a |
| COA | 2128 | 0,741 | 7,3 a | 7,9 a |
| Fep | 1646 | 0,017 | 1,6 a | 0,92 b |
| Alp | 1955 | 0,284 | 4,1 a | 5,7 a |
| Sip | 1890 | 0,177 | 2,2 a | 0,4 a |
| Relación C/N | 2186 | 0,935 | 14,9 a | 15,1 a |

FIGURA 15. Contenido y formas de carbono orgánico en andosoles alofánicos y no alofánicos

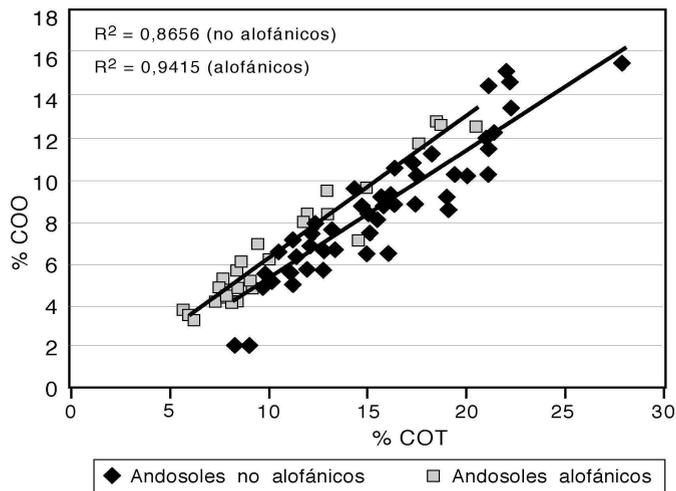


FIGURA 16. Carbono orgánico total y fácilmente oxidable en andosoles

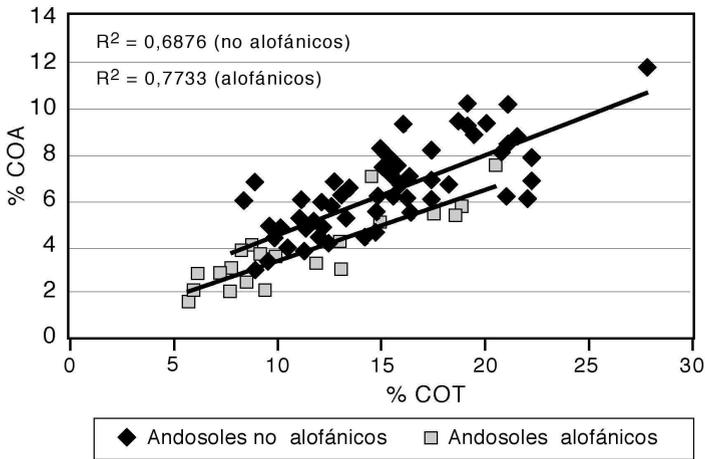


FIGURA 17. Carbono orgánico total y adsorbido en andosoles

Capacidad de secuestro de carbono en Andosoles. Relaciones entre diferentes propiedades ándicas y el contenido y formas de carbono orgánico

Se ha considerado de manera unánime que el alto potencial que presentan los andosoles para funcionar como sumidero de carbono en forma orgánica, se relaciona de alguna manera con la formación de complejos con las formas activas de Fe y Al o con minerales altamente reactivos, como la alofana, la imogolita y la ferrihidrita

(Dahlgren et al., 1993, Parfitt et al., 1997, Lal et al., 1998, entre otros).

Los andosoles no alofánicos tienen una mayor tendencia a acumular carbono orgánico total que los alofánicos (Figura 18), observándose que la acumulación de COT tiende a aumentar al incrementarse la relación Al_p/Al_o y también una correlación positiva entre el contenido de Al extraíble con pirofosfato y el COT (Figura 19).

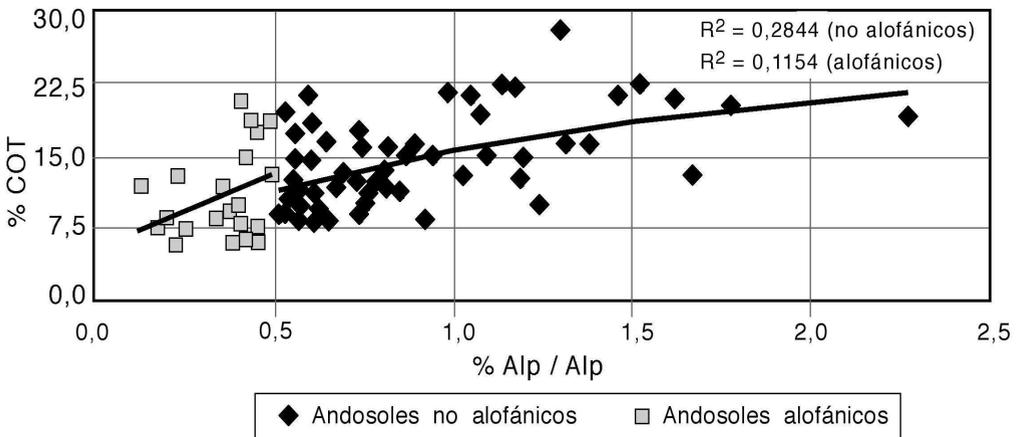


FIGURA 18. Carbono orgánico total frente a la relación Al_p/Al_o en andosoles

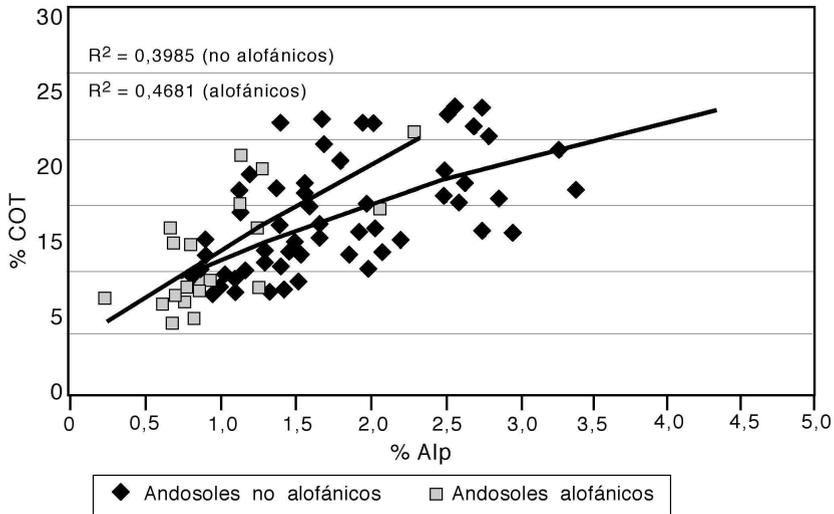


FIGURA 19. Carbono orgánico total frente a Alp en andosoles

En la Figura 20 se observa además que en el caso de los andosoles no alofánicos el carbono orgánico adsorbido aumenta a medida que la diferencia Alo-Alp se hace menor, mientras que en los alofánicos, el contenido en esta forma de carbono aumenta al aumentar la diferencia Alo-Alp, lo cual claramente indica que la acumulación de

carbono orgánico en forma complejada está relacionada, en el primer caso a la formación de complejos Al-humus, mientras que en los andosoles alofánicos está más bien relacionada con el aluminio extraíble con oxalato, que incluye aquellas formas activas de Al “asociadas” a alofana/imogolita

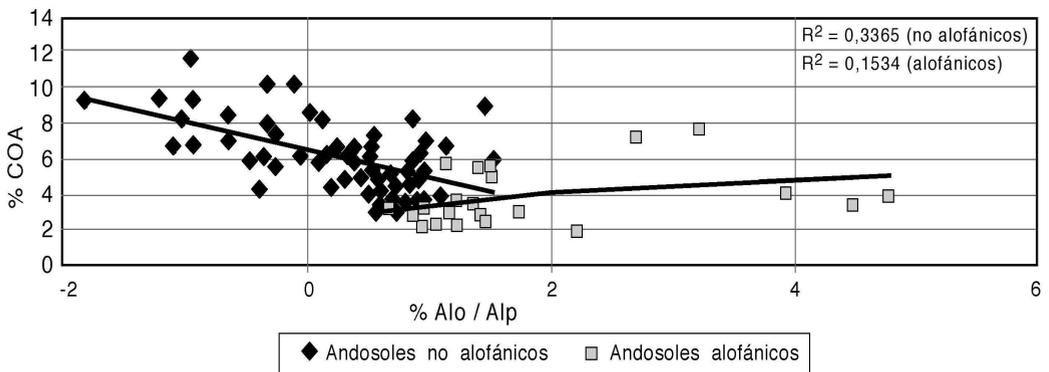


FIGURA 20. Carbono orgánico adsorbido frente a Alo-Alp en andosoles

Es de destacar en estas gráficas, que existen muchos andosoles no alofánicos en los que el pirofosfato extrae más aluminio que el oxalato ($Alp/Alo > 1$ o valores negativos de $Alo-Alp$), lo cual no es lógico si consideramos con Mizota and van Reeuwijk, 1989 que la extracción con oxalato disuelve el aluminio activo incluyendo alofana, imogolita, complejos Al-humus, Al-interlaminar y Al-cambiable, mientras que el pirofosfato sólo disuelve los complejos Al-humus. Como los resultados obtenidos por nosotros son consistentes con el contenido en SiO_2 , ya que en estos suelos los valores obtenidos son siempre muy bajos ($<0.1-0.2\%$), se puede pensar en la presencia de aluminio polimerizado asociado al humus o en la no especificidad de la extracción con pirofosfato, como ya ha sido señalado por

varios autores (Mizota and van Reeuwijk, 1989, Nanzyo et al., 1993, Kaiser and Zech, 1996). No se observa una relación clara entre el aluminio activo total (extraído por oxalato) y las distintas formas de carbono, aunque las mejores correlaciones se obtienen con el carbono orgánico adsorbido en el caso de los andosoles alofánicos, lo cual está de acuerdo con los resultados anteriores (Figura 21) y se observa una cierta tendencia a que para igual cantidad de $Al + Fe$ activo, acumulen más carbono orgánico los andosoles no alofánicos. Mejores correlaciones se obtienen entre el Al activo extraído con pirofosfato y la acumulación de carbono orgánico adsorbido (Figura 22).

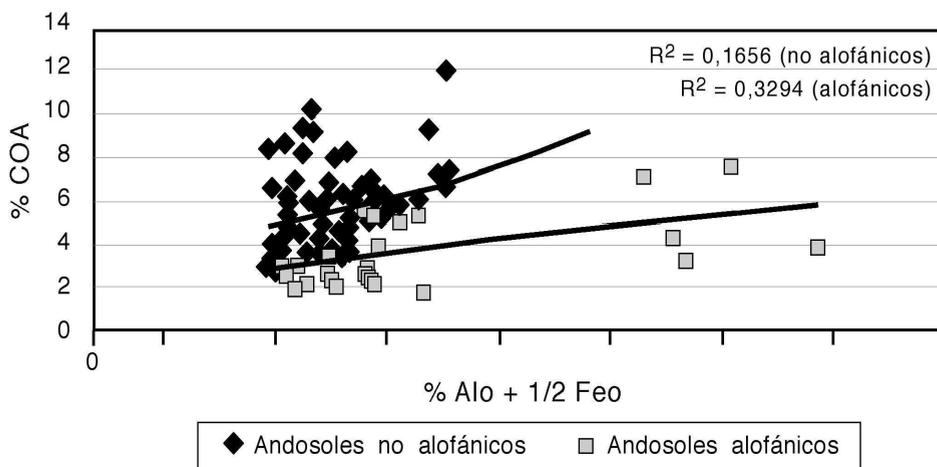


FIGURA 21. Carbono orgánico adsorbido frente a $Al_0 + \frac{1}{2} Fe_0$ en andosoles

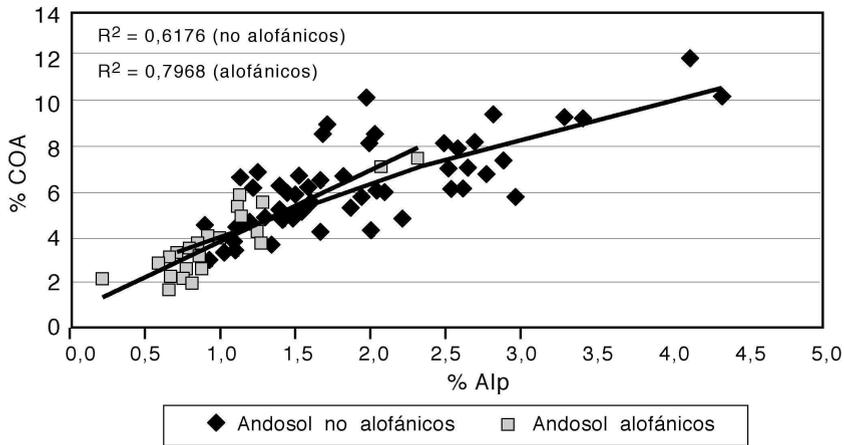


FIGURA 22. Carbono orgánico adsorbido frente a Alp en andosoles

Normalmente se considera que las relaciones molares metal/carbono reflejan la capacidad complejante de las sustancias húmicas. Según Dahlgren et al., 1993 la relación metal/carbono evaluada como $(Al+Fe)_p/C_p$ suele oscilar entre 0.1 y 0.2 para la mayoría de los andosoles, considerándose el valor de 0.12 como el máximo teórico de complejación de los

monómeros hidroxialumínicos por el humus. En nuestro caso, la mayor parte de los suelos, sobre todo los andosoles no alofánicos presentan valores superiores incluso a 0.25 para esta relación, lo que parece indicar que de acuerdo con el contenido en Fe y Al activos, estos suelos tienen aún capacidad para complejar más componentes húmicos (Figura 23).

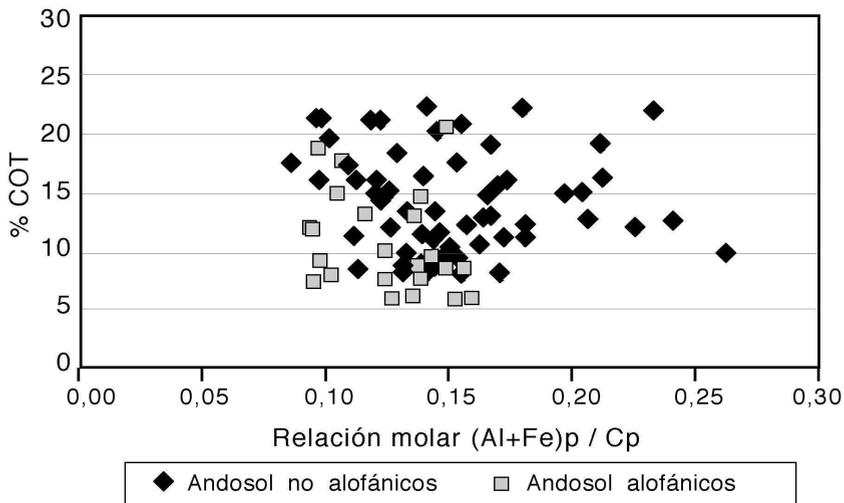


FIGURA 23. Capacidad complejante del carbono orgánico

Dinámica estacional del carbono orgánico

Como se ha indicado en el apartado de Material y Métodos, se realizó un seguimiento detallado durante un año en cuatro parcelas representativas de los ecosistemas del Parque, de los aportes de carbono orgánico al suelo a través de la hojarasca caída, así como de los procesos de mineralización e incorporación del mismo.

Incorporación de carbono al suelo

La magnitud y periodicidad del desfronde puede observarse en la Figura 24. El desfronde y por tanto el aporte de carbono orgánico al suelo se caracteriza por su continuidad a lo largo del año, lo cual es típico de árboles perennifolios como el fayal-brezal y la laurisilva y además claramente mayor en la última formación (100-300 g m^{-2}) que en el fayal-brezal (<100 g m^{-2}).

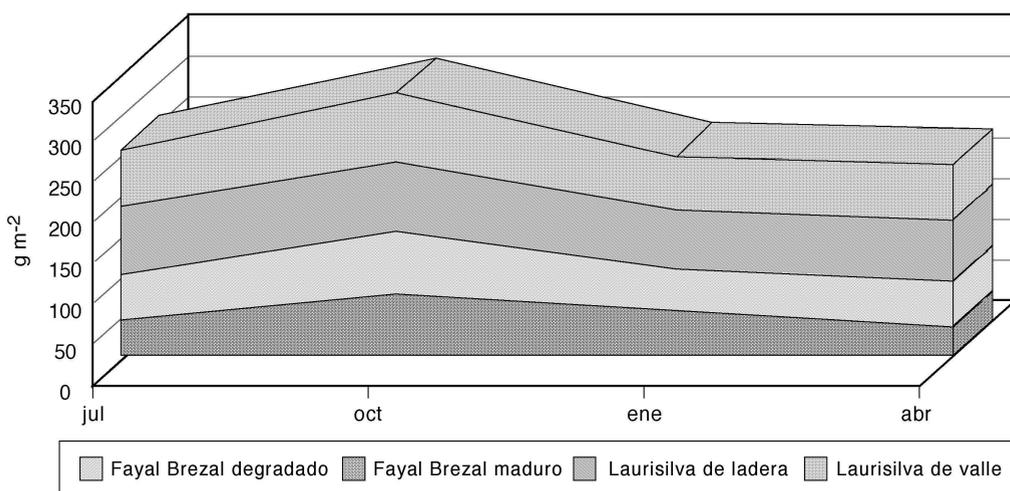


FIGURA 24. Dinámica estacional de los aportes de carbono orgánico por el desfronde

La relación C/N en la hojarasca de las ericáceas es superior a la de las especies frondosas y las variaciones estacionales observadas se corresponden con un distinto aporte relativo de las distintas especies y órganos vegetales, así como con la magnitud del desfronde a lo largo del año (Figura 25).

En la Figura 26 aparecen los valores medios de la relación C/N durante el año de estudio a lo largo del desfronde (flujos de la fitomasa a la hojarasca), descomposición (de la hojarasca al mantillo) e incorporación (del mantillo al horizonte superficial del suelo). Los valores iniciales son altos (30-50), indicando la presencia de polímeros

complejos como la lignina y la celulosa, aunque variables dependiendo fundamentalmente de la proporción de tejidos lignificados, la abundancia de ericáceas y la vitalidad de la biomasa.

En el desfronde los valores de la relación C/N se mantienen, lo que indica la existencia de sólo ligeras diferencias en el grado de complejidad de la materia orgánica, e incluso en algunos casos (fayal-brezal maduro y laurisilva de ladera) aumenta ligeramente debido a la movilización previa al desfronde, del nitrógeno desde los órganos vegetales senescentes hacia tejidos metabólicamente activos.

La formación de mantillo a partir de la hojarasca supone un cambio brusco en el grado de polimerización, indicando la despolimerización de los compuestos orgánicos por mineralización del carbono y su emisión en forma de CO₂, mucho más intensa en las formaciones de fayal-brezal que en las de laurisilva.

materia orgánica al suelo es donde se producen las menores variaciones de la relación C/N, debido fundamentalmente a la estabilización del carbono en forma de compuestos orgánicos propios del suelo, siendo los valores finales en el horizonte edáfico de incorporación similares en todos los ecosistemas y muy próximos a 15.

En el proceso de incorporación de la

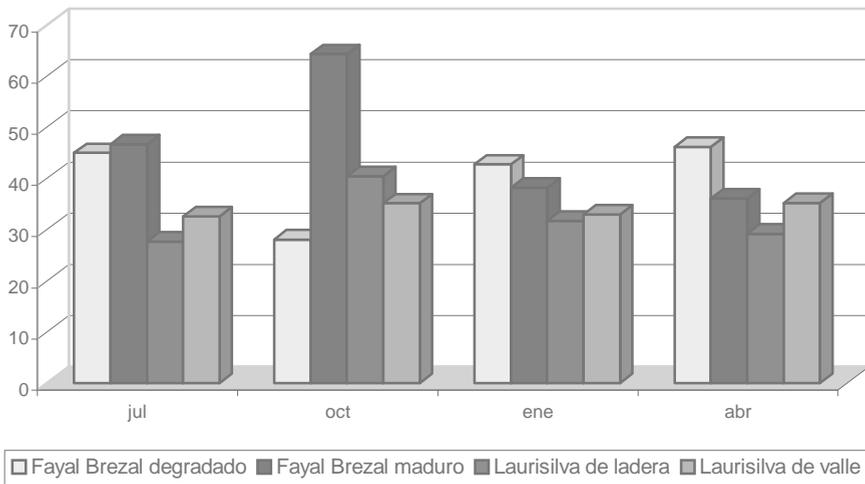


FIGURA 25. Relación C/N en la hojarasca

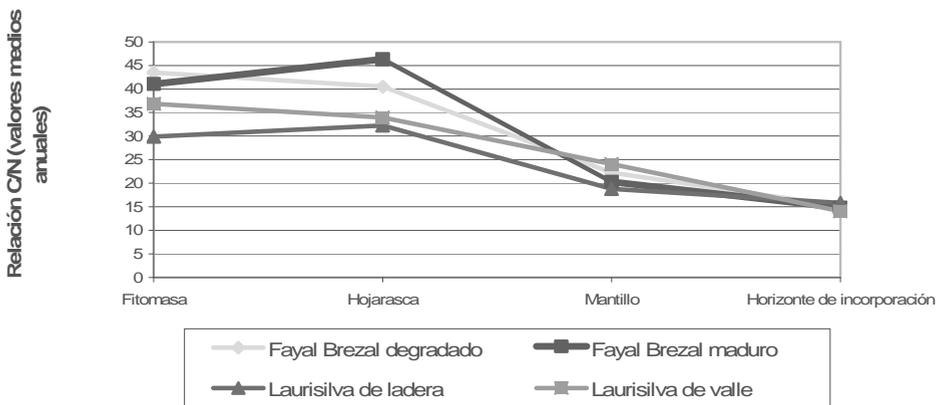


FIGURA 26. Evolución de la relación C/N (desfronde, descomposición e incorporación)

Actividad de la biomasa microbiana

La tarea de llevar a cabo la descomposición de los residuos vegetales recae en la microbiota del suelo y su eficacia dependerá sobre todo de la disponibilidad de agua y nutrientes para la actividad de los microorganismos.

En la Figura 27 presentamos el contenido y la variación estacional del carbono ligado a la biomasa microbiana en el horizonte superficial de incorporación de los

suelos de las parcelas estudiadas. Se trata en general de valores altos (50-200 gCm⁻²) como corresponde a suelos naturales y ecosistemas forestales, con máximos en primavera y en otoño. Este patrón de distribución estacional se ha descrito para los suelos de bosques perennifolios mediterráneos (García Alvarez et al., 1994) y difiere del encontrado en bosques perennifolios atlánticos por Trasar-Cepeda et al., 1998.

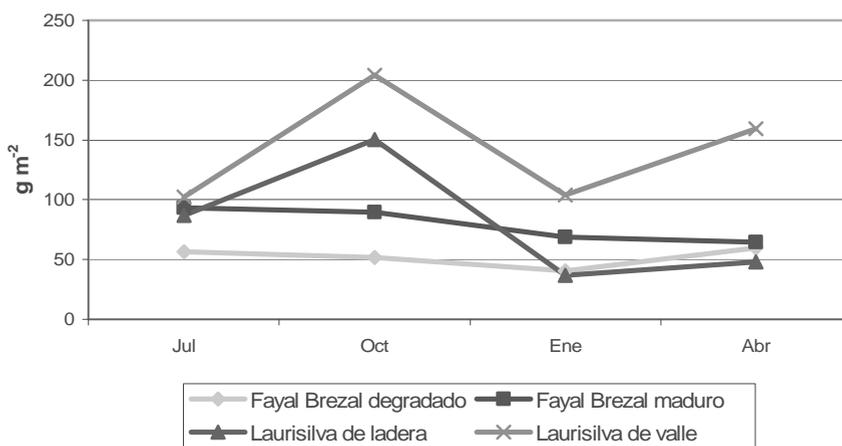


FIGURA 27. Dinámica estacional del carbono ligado a la biomasa

La correlación entre el contenido de carbono ligado a la biomasa y la humedad edáfica es baja, por lo que parece que aquel está más en relación con la magnitud del desfronde que con el régimen hídrico del suelo, ya que como hemos visto, también es en primavera y otoño cuando se produce la mayor caída de hojarasca y los mayores aportes de nutrientes al suelo (Rodríguez Rodríguez et al., 2002).

También podemos observar (Figura 27) valores sensiblemente superiores de carbono ligado a la biomasa en las formaciones de lauráceas (andosoles alofánicos) que en las de ericoides (andosoles no alofánicos), produciéndose en aquellos también una mayor variación estacional.

Las medidas de respiración o emisión de CO₂ del suelo en incubación, permiten estimar el grado de actividad de la biomasa. En la Figura 28, aparecen los datos del desprendimiento de CO₂, correspondientes a la mineralización o respiración bruta de la biomasa microbiana, observándose los ya referidos máximos en primavera y otoño, coincidiendo con los mayores aportes de hojarasca. Los mínimos de actividad respiratoria corresponden al fayal-brezal degradado, donde se presentan también escasas fluctuaciones a lo largo del año, mientras que los suelos con mayor actividad mineralizadora son los andosoles alofánicos con laurisilva de valle. Al contrario que el contenido de biomasa microbiana del suelo,

que parece responder sobre todo al aporte de nutrientes y carbono por la hojarasca, la actividad respiratoria sí presenta una

correlación estadísticamente significativa con la humedad edáfica (Rodríguez Rodríguez et al., 2002)

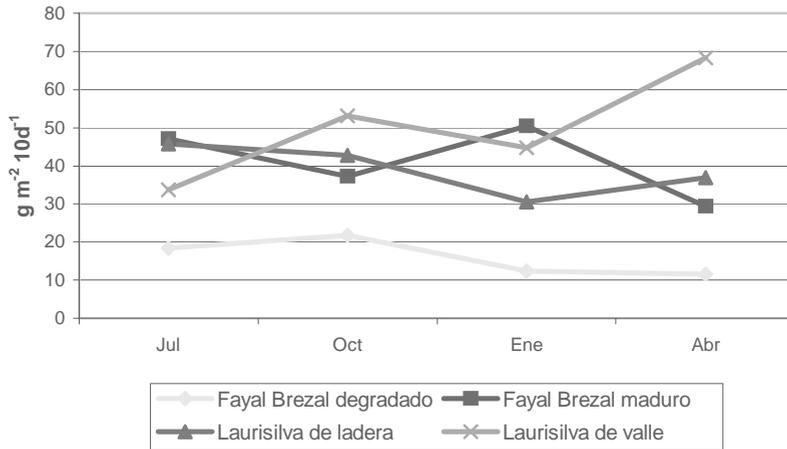


FIGURA 28. Mineralización del carbono orgánico del suelo

La enzima deshidrogenasa juega un papel importante en los procesos de oxidación de la materia orgánica del suelo y por lo tanto constituye un buen indicador de la actividad de la población microbiana y en general de la salud del suelo (Casida et al.,

1964, Skujins, 1976). De nuevo los valores más altos de actividad deshidrogenasa (medida como moles de iodonitrotetrazol formazán generados) (Figura 29) aparecen en los suelos alofánicos de la laurisilva.

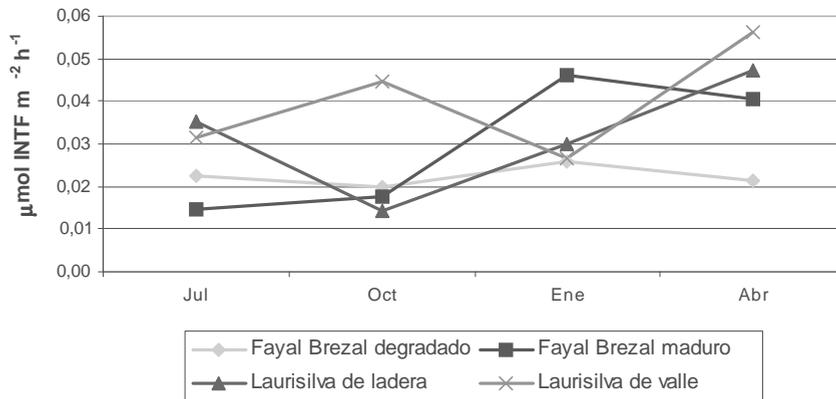


FIGURA 29. Actividad deshidrogenasa del suelo

Dinámica de las formas de carbono

En la Figura 30 se observa que la variación estacional de los aportes de carbono con la hojarasca, condicionan sobre todo la variación de las formas de carbono orgánico del suelo más fácilmente oxidables, que siguen las mismas pautas estacionales de variación, mientras que el carbono orgánico

adsorbido, aunque permanece relativamente constante a lo largo del año estudiado, presenta una cierta tendencia a mostrar los máximos en la estación siguiente a los de carbono oxidable. Sin embargo es difícil establecer relaciones de causa-efecto entre ambas observaciones.

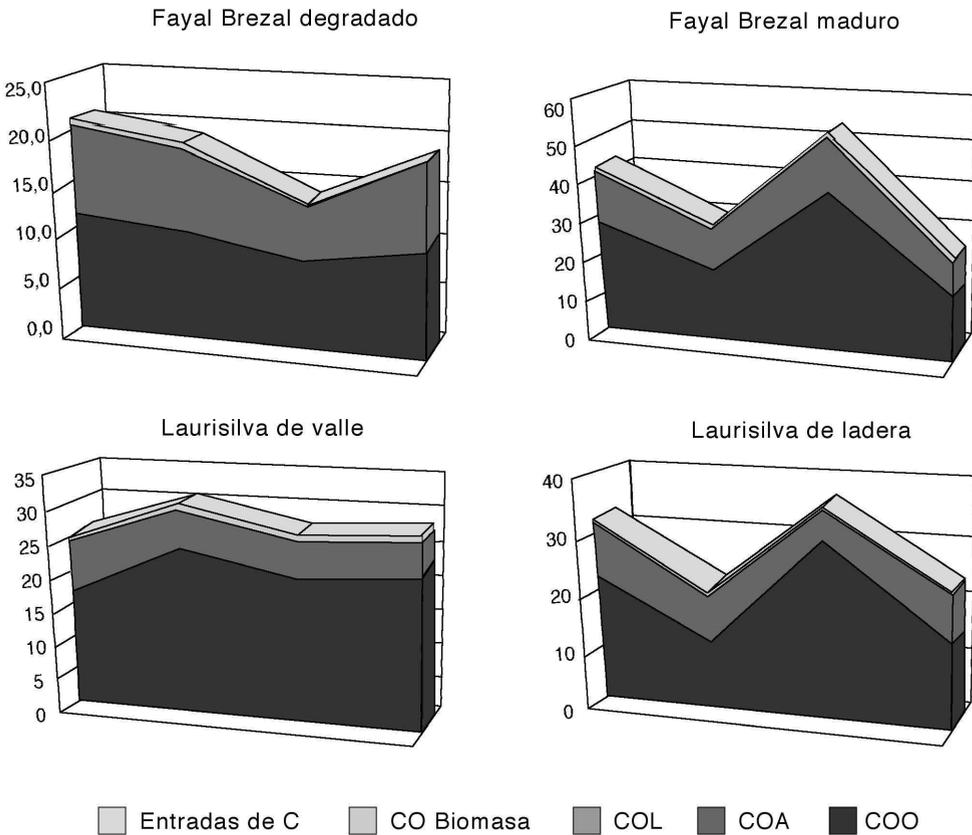


FIGURA 30. Dinámica estacional de los contenidos y formas de carbono orgánico

CONCLUSIONES

El estudio realizado en este trabajo, nos ha permitido demostrar el alto contenido de

carbono orgánico acumulado en los suelos del Parque Nacional de Garajonay, con valores medios de 150-200 tha^{-1} en los primeros 30-40 cm, aunque estos valores son

mucho más bajos ($<150 \text{ tha}^{-1}$) en las áreas más degradadas del espacio. La mayor parte de este carbono se encuentra complejado con las fracciones minerales del suelo, excepto en las áreas degradadas donde los suelos han perdido en parte sus características ándicas y donde predominan las formas más fácilmente oxidables y lábiles de carbono, siendo por tanto estas áreas, aquellas donde el reciclado de carbono en el suelo es más rápido.

En los suelos bajo las formaciones maduras de laurisilva y fayal-brezal es donde se acumula mayor cantidad de carbono orgánico y en forma más estable (con baja relación C/N y en formas adsorbidas). El hecho de que no se presenten diferencias estadísticamente significativas entre las distintas formaciones según su tipología, hace pensar que la acumulación y estabilización del carbono orgánico está más en relación con la madurez y estabilidad del ecosistema que con el tipo de vegetación.

Aunque el contenido en carbono orgánico es alto en todos los suelos del área, son fundamentalmente aquellos con características ándicas los que acumulan más carbono orgánico en forma estable. Dentro de estos suelos, los andosoles organominerales (no alofánicos) tienen tendencia a acumular más carbono orgánico que los alofánicos y con un mayor predominio de formas estables adsorbidas, frente a las formas más fácilmente oxidables, que son más abundantes en los andosoles alofánicos, en donde la complejación del carbono está relacionada con la abundancia de formas activas de Fe y Al asociadas a alofana/imogolita, mientras que en los organominerales, esta complejación está más ligada a la formación de complejos Al-humus.

La existencia de relaciones metal/carbono superiores a 0.12, sobre todo en los andosoles no alofánicos, indica que en estos suelos existen todavía formas activas de Fe y Al con capacidad para complejar y por tanto secuestrar carbono en forma orgánica.

Se trata también de suelos con un alto contenido de carbono ligado a la biomasa microbiana ($50\text{-}200 \text{ gCm}^{-2}$), sobre todo en los suelos alofánicos bajo bosque de lauráceas, que presenta unos máximos en otoño y primavera, coincidiendo con los mayores aportes de hojarasca al suelo por el desfronde. La actividad respiratoria de la biomasa y la actividad de la enzima deshidrogenasa es mayor también en los andosoles alofánicos y en las formaciones de laurisilva y presenta los máximos en las épocas de mayor humedad edáfica.

Todos estos resultados parecen indicar que los suelos con mayor actividad mineralizadora son los andosoles alofánicos, donde también se presentan los valores más altos de carbono orgánico fácilmente oxidable y los valores más bajos de la relación metal/carbono, lo cual indicaría en una primera aproximación, que los andosoles organominerales y las formaciones maduras de ericáceas, tienen una mayor capacidad para secuestrar carbono en forma estable, aunque se requiere una investigación más profunda del significado biológico de las diferentes fracciones de carbono y de las asociaciones mineral-humus y metal-humus, para confirmar estas afirmaciones.

REFERENCIAS

- Adams, J. (2002). An inventory of data for reconstructing "natural steady state" carbon storage in terrestrial ecosystems. INQUA Terrestrial Carbon Commission, 17 p.
- Bartoli, F., Burtin, G., Herbillon, A.J. (1991). Disaggregation and clay dispersion of Oxisols: Na-resin, a recommended methodology. *Geoderma* 49, 301-317
- 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.C., Searle, P.L., Daly, B.K. (1981). Soil Bureau Laboratory Methods. A: Methods for chemical analysis of soils. Newland Soil Bureau Scientific Report 10 A, CSIRO, Lower Hutt, New Zealand.
- Bohn, H.L. (1982). Estimate of organic carbon in world soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46:1118-1119
- Bower, C.A., Reitemeier, F.F. Fireman, M. (1952). Exchangeable cation analysis of alkaline and saline soils. *J. Soil Sci.* 73, 251-261.
- Buñuel, M., Corrales, M., Merchán, J. (2000). La actualidad del tratamiento internacional del problema del cambio climático: La Cumbre de La Haya. En "El Cambio Climático" El Campo n° 137, Servicio de Estudios del BBVA, pp. 503-520
- Burrough, P. MacDonnell, R. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press. New York
- Cannell, M.G.R. (1999). National inventories of terrestrial carbon sources and sinks, the UK experience. *Climate Change*, 42, 505-530.
- Casida, L.E. jr., Klein, D.A. Santoro, T. (1964). Soil dehydrogenase activity. *Soil Science*, 98, 371-376
- Cheng, H.H. Molina, J. A. E. (1995). In search of the bioreactive soil organic carbon: The fractionation approaches. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine and B.A. Stewart (Editors), *Soils and Global Change*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 343-350.
- Dahlgren, R., Shoji, S. and Nanzyo, M. (1993). Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: S. Shoji, M. Nanzyo and R.A. Dahlgren (Editors), *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, pp. 101-143.
- Díaz Pineda, F. (2000). El ciclo del carbono en el globo. En "El Cambio Climático" El Campo n° 137, Servicio de Estudios del BBVA, pp. 111-140
- Doran, J.W., Jones, A.J., Arshad, M.A. Gilley, J.E. (1998). Determinants of soil quality and health. In: R. Lal (Editor), *Soil quality and soil erosion*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA, pp. 17-36.
- Eswaran, H., Van den Berg, E., Reich, P. (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57:192-194
- Eswaran, H. Van der Berg, E., Reich, P. and Kimble, J. (1995). Global soil carbon resources. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine and B.A. Stewart (Editors), *Soils and Global Change*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 27-43.
- FAO. (2001). Soil Carbon Sequestration for Improved Land Management. World Soil Resources Report n° 96, FAO, Roma, 57 p
- Fernández-Caldas E. Tejedor ML. (1975). Andosoles de las Islas Canarias. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Santa Cruz de Tenerife, 210 p.
- Fernández López, A.B. (1990). Garajonay: Origen y restauración de las áreas degradadas del Parque. En: Parque Nacional de Garajonay. Patrimonio Mundial (P.L. Pérez de Paz Ed.), ICONA, Colec. Técn., pp. 239-254.
- Franks, C.D., Kimble, J.M., Samson-Liebig, S.E. Sobecki, T.M. (2001). Organic Carbon Methods, Microbial Biomass, Root Biomass and Sampling Design under Development by NRCS. En *Assessment Methods for Soil Carbon* (R. Lal et al. Eds.)

- Advances in Soil Science, Lewis Publishers, pp. 105-113.
- García Álvarez A. Ibáñez. J.J. (1994). Seasonal fluctuations and crop influence on microbiota and enzyme activity in fully developed soil of Central Spain. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 8, 161-178.
- Golchin, A., Baldock, J.A., Oades, J.M. (1998). A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamics. In: R. Lal, J.M. Kimble, E. and R.F. Follet (Editors), *Soils Processes and the carbon cycle, Advances in Soil Science*, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 245-266.
- Guitian, F., Carballas, T. (1976). Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela
- Hontoria, C. (2002). Contenido de carbono orgánico en el suelo y factores de control en la España Peninsular. En: F. Macías y M. Camps, Reunión Internacional sobre Secuestro de Carbono en suelos y biomasa, La Coruña, 29-32
- Horwath, W.R., Paul, E.A. (1994). Microbial biomass. In: R.W. Weaver et al. Eds., *Methods of Soil Analysis. Part. 2: Microbiological and biochemical properties*, pp. 753-773, SSSA Book Series n° 5, Madison.
- IPCC. (1996). Climate Change Impacts on Forests. En *Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Cambridge University Press, UK, 879 p.
- IPCC. (2000). Land Use, Land-Use Change and Forestry. Special Report of Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 377 p.
- Jacinthe, P.A., Lal, R., Kimble, J.M. (2001). Assessing water erosion impacts on soil carbon pools and fluxes. In: R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet and B.A. Stewart (Editors), *Assessment Methods for Soil Carbon*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, 427-449.
- Jastrow, J.D., Miller, R.M. (1998). Soil aggregate stabilization and carbon sequestration: Feedbacks through organomineral associations. In: R. Lal, J.M. Kimble, E. and R.F. Follet (Editors), *Soils Processes and the carbon cycle*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 207-223.
- Kaiser, K., Zech, W. (1996). Defects on estimation of aluminium in humus complexes of podsollic soils by pyrophosphate. *Soil Science* 161, 452-458
- Karlen, D.L., Andrews, S.S. (2000). The soil quality concept: A tool for evaluating sustainability. In: S. Elmholt, B. Stenberg, A. Gronlund and V. Nuutinen (Editors), *Soil stresses, Quality and Care*, DIAS Report n° 38, Danish Institute of Agricultural Sciences, Tjele, Denmark.
- Kay, B.D. (1998). Soil structure and organic carbon: A review. In: R. Lal, J.M. Kimble, E. and R.F. Follet (Editors), *Soils Processes and the carbon cycle*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 169-197.
- Khanna, P.K., Ludwig, B., Bauhus, J., O'Hara, C. (2001). Assessment and Significance of Labile Organic C Pools in Forest Soils. En "Assessment Methods for Soil Carbon" (R. Lal et al. Eds.) *Advances in Soil Science*, Lewis Publishers, pp. 167-182.
- Kimble, J.M.; Ping, C.L.; Sumner, M.L., Wilding, L.P. (2000). Andisols. In: M.E. Sumner (Editor in Chief), *Handbook of Soil Science*, CRC Press,

- Boca Raton, FL, USA pp. E-209/E-224.
- Lal, R. (2000). Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC/Lewis Publishers. Boca Raton, FL (USA).
- Lal, R. (2000b). Soil aggregation and carbon sequestration. En *Global Climate Change and Tropical Ecosystems* (R. Lal et al. Eds.) CRC-Lewis Publishers, FL, USA, pp.317-329
- Lal, R. (Ed.). (2001). Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect. SSSA Spec. Publ. N° 57, Soil Science Soc. of America, Inc., Madison, WI, USA, 236 p.
- Lal, R., Kimble, J., Follet, R. (1998). Knowledge gaps and researchable priorities. In: R. Lal, J.M. Kimble, E. and R.F. Follet (Editors), *Soils Processes and the carbon cycle, Advances in Soil Science*, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 595-604.
- Lal, R., Kimble, J.M. and Follet, R.F. (2001). Methodological challenges toward balancing soil C pools and fluxes. In: R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follet and B.A. Stewart (Editors), *Assessment Methods for Soil Carbon*, Advances in Soil Science, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, 659-668.
- Macías, F. (2002). Capacidad de secuestro de carbono en suelos y biomasa de Galicia. En: F. Macías y M. Camps, Reunión Internacional sobre Secuestro de Carbono en suelos y biomasa, La Coruña, 43-44
- Macías, F., Calvo, R., Arce, F., Bulnes, C. y López, R. (2001). Los suelos como sumidero de carbono: Materia orgánica de los suelos de Galicia. XXII Reunión Nacional de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. Universidad de Santiago de Compostela, pp. 118-121.
- McKeague, J.A., Brydon, J.E. and Miles, N.M. (1971). Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35, 33-38
- Mizota, C. and van Reeuwijk, L.P. (1989). Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. Soil Monograph 2, ISRIC, Wageningen.
- Nanzyo, M., Dahlgren, R., Shoji, S. (1993). Chemical characteristics of volcanic ash soils. In: S. Shoji, M. Nanzyo and R.A. Dahlgren (Editors), *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, pp. 145-187.
- Nelson, D.W., Sommers, L.E. (1982). Total carbon, Organic carbon and Organic matter. In: A.L. Page et al. Eds., *Methods of Soil Analysis. Part. 2: Chemical and microbiological properties*, pp. 539-579, Agronomy Monograph n° 9, 2nd Edition, Madison.
- Oades, J.M., Gillman, G.P. and Uehara, G. (1989). Interactions of soil organic matter and variable charge clays. In: D.C. Coleman, J.M. Oades and G. Uehara (Editors), *Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems*, Niftal, University of Hawaii, pp. 69-95.
- Parfitt, R.L., Theng, B.K.G., Whitton, J.S. and Shepherd, T.G., 1997. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools. *Geoderma*, 75, 1-12
- Parfitt, R.L., Henmi, T. (1982). Comparison of a oxalate extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in

- soils clays. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28, 183-190.
- Parfitt, R.L. and Wilson, A.D. (1985). Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. In: E. Fernández-Caldas and D.H. Yaalon (Editors), *Volcanic Soils. Weathering and Landscape relationships of soils on tephra and basalt*. pp. 1-8, Catena Supplement 7, Catena Verlag, Giessen, West Germany
- Pérez de Paz, P.L. (Ed.). (1990). Parque Nacional de Garajonay. Patrimonio Mundial. ICONA, Colec. Técn., 349 p.
- Pierzynski, G.M.. (2000). *Soils and Environmental Quality*. 2nd Edition, CRC Press, Boca Raton, FL, USA, 459 p.
- Post, W.M., Emmanuel, W.R., Zinke, P.J., and Stangenberger, A.G. (1982). Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298, 156-159.
- Richards, L.A. (1980). Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Ed. Limusa. Ciudad de México
- Rodríguez Rodríguez, A., Fernández, A.B., Arbelo, C.D., Notario, J.S., Vargas, G.E., Mora, J.L., Guerra, J.A., Armas, C.M., Amigó, R. (2002). Plan Complementario Edafológico del Programa de Seguimiento Ecológico en el Parque Nacional de Garajonay. 654 p. + 12 Anexos (870 p.) + 47 mapas + Base de Datos y Cartografía Digital (Resolución 1:10.000)
- Saggar, S., Tate, K.R., Feltham, C.W. Childs, C.W., Parshotam, A. (1994). Carbon turnover in a range of allophanic soils amended with ¹⁴C-labelled glucose. *Soil Biology and Biochemistry*, 26, 1263-1271.
- Schlesinger, W.H. (1995). An overview of the carbon cycle. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine and B.A. Stewart (Editors), *Soils and Global Change, Advances in Soil Science*, CRC Lewis Publishers, Boca Raton, FL, USA, pp. 9-25.
- Shoji, S., Takahashi, T., Saigusa, M., Yamada, I., Ugolini, F.C. (1988). Properties of Spodosols and Andisols showing climosequential and biosequential relations in southern Hakkoda, northeastern Japan. *Soil Sci.*, 145:135-150
- Shoji, S., Dahlgren, R. and Nanzyo, M. (1993). Genesis of volcanic ash soils. In: S. Shoji, M. Nanzyo and R.A.Dahlgren (Editors), *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil Science 21, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, The Netherlands, pp. 37-71.
- Singer, M.J., Ewing, S. (2000). Soil Quality. In: M.E. Sumner (Editor in Chief), *Handbook of Soil Science*, CRC Press, Boca Raton, FL, USA pp. G-271/G-298.
- Skujins, J. (1976). Extracellular enzymes in soil. *CRC Crit. Rev. Microbiol.* 4: 383-421
- Soil Survey Staff. (1999). *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*, 2nd Edition, USDA-NRCS-US Gov. Printing Office, Washington, DC.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M. (1982). Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.*, 33, 141-163.
- Trasar-Cepeda C., M.C. Leirós, F. Gil-Sotres and S. Seoane. (1998). Towards a biochemical quality index for soils: an expression relating several biological and biochemical properties. *Biology and Fertility of Soils* 26, 100-106.
- UNCED. (1992). Agenda 21: Earth Summit-United Nations Program of

- Action from Rio. United Nations Publications, New York, NY, USA, 4
- UNFCCC. (1994). United Nations Framework Convention on Climate Change. Available at <http://www.unfccc.de>
- USDA. (1998). Soil Carbon Sequestration: Frequently Asked Questions. USDA Global Change Fact Sheet, <http://www.usda.gov>
- USDA. (2001). Carbon Sequestration: Position of the Soil Science Society of America. SSSA Ad Hoc Committee S893, <http://www.soils.org>.
- Von Mersi, W., Schinner, F. (1991). An improved and accurate method for determining dehydrogenase activity of soils with iodinitrotetrazolium chloride. *Biology and Fertility of Soils*, 11, 216-220.
- Vance, E. D., Brookes, P.C., Jenkinson, D.S. (1987). An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 703-707.
- Van Reeuwijk, L.P. (1993). Procedures for soil analysis. Fourth Edition, ISRIC Technical Paper n° 9, Wageningen
- Warkentin, B.P., Maeda, T. (1980). Physical and mechanical characteristics of Andisols. In: B.K.G. Theng (Editor), *Soils with variable charge*, New Zealand Society of Soil Science, Lower Hutt, New Zealand.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del Contrato de Asistencia Técnica “Plan Complementario Edafológico del Programa de Seguimiento Ecológico en el Parque Nacional de Garajonay” entre el Organismo Autónomo Parques Nacionales del Ministerio de Medio Ambiente y la Universidad de La Laguna. Nuestro agradecimiento al Director del Parque Ing. D. Angel B. Fernández López y a todo el personal del mismo.