

Caracterización de los suelos del monte verde mediante secuencias edáficas evolutivas y regresivas (Tenerife, Islas Canarias)

Evolutionary and regressive soil sequences for characterization of soils in laurel forest (Tenerife, Canary Islands)

Caracterização do solo em áreas de floresta Laurissilva recorrendo a sequências pedológicas evolutivas e regressivas (Tenerife, Ilhas Canárias)

AUTORES

Guerra-García J.A.^{@1}
joseagg@
gmrcanarias.com

Rodríguez-Rodríguez A.²

Arbelo C.D.²

@ Corresponding Author

¹ Gestión del Medio Rural de Canarias SAU. Pol. Ind. El Mayorazgo, 38110 Santa Cruz de Tenerife (España).

² Departamento de Edafología y Geología, Facultad de Biología. Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Francisco Sánchez, s/n. 38204 La Laguna, Santa Cruz de Tenerife (España).

Received: 25.05.2013 | Revised: 17.07.2013 | Accepted: 24.07.2013

RESUMEN

Los procesos de degradación del suelo han alcanzado en los últimos años el reconocimiento de problema ambiental global y ha sido sugerido desde diversos foros y organismos internacionales que, para establecer de manera adecuada métodos de lucha contra la degradación de los suelos, es necesario evaluar esta degradación a nivel local y a escala detallada. La evaluación de la degradación de los suelos de los ecosistemas naturales a escala detallada requiere la definición de estándares ante los que comparar esta degradación. Para definir estos estándares y manejar adecuadamente los procesos que dan lugar a variaciones en la calidad de los suelos y en su degradación, se necesita establecer con cierto detalle los procesos edafogénicos que tienen o han tenido lugar en un área determinada y que llevan a la formación de un suelo maduro, al cual debe considerarse como estándar en estas situaciones y por tanto como suelo no degradado. De acuerdo con estas ideas, en este trabajo presentamos las posibles sucesiones evolutivas y regresivas de los suelos y algunos ejemplos del uso de esta metodología para evaluar la degradación de los mismos en el Monte Verde de la isla de Tenerife (Islas Canarias, España). Se presentan además algunas características físicas, químicas y mineralógicas de suelos climáticos maduros, suelos degradados y suelos de baja calidad y sus analogías y diferencias en este entorno bioclimático y para diferentes materiales parentales. Así, se observa, que los principales procesos de degradación de suelos en estas zonas están ligados a modificaciones de la cubierta vegetal, que llevan a la disminución de la protección de la superficie del suelo que tiene como consecuencia, a largo plazo, el desencadenamiento de procesos de degradación tales como: erosión hídrica, degradación biológica, pérdida de las propiedades ándicas, compactación y formación de costras de sellado superficial, pérdida de la capacidad de retención de agua, iluviación, etc. Los suelos climáticos que podemos encontrar en las zonas de coladas y de fuerte pendiente son Leptosoles, mientras que en las zonas de pendientes suaves aparecen Cambisoles y Andosoles. Sobre los materiales piroclásticos nos encontramos con Andosoles vítricos y Andosoles ándicos, según su grado de evolución. Los procesos regresivos más característicos son la argiluvación/lixiviación, que dan lugar a Luvisoles, Lixisoles y Alisoles, y la erosión hídrica, causante de la presencia de Leptosoles secundarios.

ABSTRACT

Soil degradation processes have achieved the recognition of a global environmental problem in recent years. It has been suggested by various international forums and organizations that in order to adequately establish methods to combat land degradation, it is necessary to evaluate this degradation locally and at a detailed scale. The evaluation of soil degradation of natural ecosystems at a detailed scale requires the definition of standards to which to compare this degradation. To define these standards and properly handle the processes that give rise to variations in soil quality and degradation, it is necessary to establish in some detail the pedogenic processes that have or have not taken place in a particular area and which lead to the formation of a mature soil. A mature soil should be considered as standard in these situations and, therefore, a non-degraded soil. This paper presents the possible evolutive and regressive sequences of soil, and provides some examples of using this methodology to evaluate the degradation of the same in the Monteverde of the island of Tenerife. It also presents some physical, chemical and mineralogical properties of climatic mature soils, degraded soils and low quality soils, and examines their similarities and differences in this bioclimatic environment and on different parent materials. Thus it is observed that the main processes of degradation in these areas are related to plant cover modifications that lead to the decreasing protection of the soil surface, which results in the long term, in the onset of degradation processes such as water erosion, biological degradation, loss of andic properties, compaction and sealing and crusting surface, loss of water retention capacity, illuviation, etc. Climatic soils that can be found in areas of steep lava flows are Leptosols, while gently sloping areas are Cambisols and Andosols. On pyroclastic materials there are vitric Andosols and andic Andosols according to their degree of evolution. The most characteristic regressive processes are illuviation/leaching, resulting in Luvisols, Lixisols and Alisols; and water erosion, causing the presence of secondary Leptosols.

RESUMO

Os processos de degradação do solo têm alcançado nos últimos anos, reconhecimento de problema ambiental global tendo sido sugerido em vários foros e organizações internacionais que, para estabelecer de forma adequada métodos para combater a degradação dos solos, é necessário avaliar esta degradação em escala detalhada e a nível local. A avaliação da degradação do solo de ecossistemas naturais em escala detalhada requer a definição de padrões para comparar essa degradação. Para definir esses padrões e tratar adequadamente os processos que levam a variações na qualidade dos solos e sua degradação, é necessário estabelecer detalhadamente os processos pedogénicos que têm ou tiveram lugar numa determinada área e que conduzem à formação de um solo maduro, que deve ser considerado como padrão nestas situações e, como tal, como solo não degradado. De acordo com estas ideias apresentam-se neste trabalho possíveis sucessões evolutivas e regressivas do solo e alguns exemplos da utilização desta metodologia para avaliar a degradação do solo na Floresta Laurissilva da ilha de Tenerife. Apresentam-se também algumas propriedades físicas, químicas e mineralógicas de solos maduros, solos degradados e solos de baixa qualidade e suas semelhanças e diferenças neste ambiente bioclimático para diferentes materiais de origem. Assim observou-se, que os principais processos de degradação dos solos, nestas áreas, estão ligados a mudanças do coberto vegetal, levando à diminuição da proteção da superfície do solo que tem como resultado, a longo prazo, o desencadeamento dos processos de degradação tais como: erosão hídrica, degradação biológica, perda de propriedades ândicas, compactação e formação de crostas superficiais, perda da capacidade de retenção de água, iluviação, etc. Os solos Climax que podem ser encontrados em áreas de fluxos de lava e encosta íngreme são Leptosolos, enquanto nas áreas levemente inclinadas são Cambissolos e Andossolos. Sobre materiais piroclásticos encontram-se Andossolos Víttricos e Andossolos Andícos de acordo com o seu grau de evolução. Os processos regressivos mais característicos são iluviação/lixiviação, resultando em Aluvióssolos, Lixisols e Alisols e erosão da água, levando à presença de Leptosolos secundários.

PALABRAS CLAVE
Andosoles, Leptosoles, degradación, illuviación, erosión hídrica

KEY WORDS
Andosols, Leptosols, degradation, illuviation, water erosion

PALAVRAS-CHAVE
Andossolos, Leptosolos, degradação, iluviação, erosão hídrica

1. Introducción

El suelo es un recurso natural no renovable que constituye la base funcional de todos los ecosistemas terrestres, de tal manera que la vida sobre el planeta está ligada al adecuado cumplimiento por parte del suelo de todas sus funciones productivas y ambientales (producción de biomasa, agrícola o no, regulación de los flujos hidrológicos y gaseosos, regulador del reciclado biogeoquímico de los elementos, etc) (Blum 1998; Nortcliff 2002). La capacidad del suelo para cumplir adecuadamente todas sus funciones se conoce como calidad del suelo (Singer y Ewin 2000; Blum 2002), de tal manera que la degradación del suelo puede concebirse como aquella serie de procesos que conducen a una pérdida de su calidad, lo cual puede significar que el suelo ya no cumple adecuadamente alguna de sus funciones (Elmholt et al. 2000). En este sentido conviene destacar que degradación implica siempre pérdida de calidad, por lo que los suelos degradados son suelos de baja calidad, aun cuando existan suelos con una baja calidad natural, debido a la naturaleza de las condiciones ambientales y procesos edafogénicos que han intervenido en su formación y que por lo tanto no son suelos degradados (Karlen y Andrews 2000). Por lo tanto es necesario establecer de manera realista lo que se entiende por degradación de suelos y distinguir claramente estos procesos de aquellos procesos edafogénicos que como se indicaba, tienen lugar en determinadas condiciones ambientales y llevan a la formación de suelos de baja calidad.

El establecimiento de una metodología para evaluar la degradación de suelos es un tema complejo (Diodato y Ceccarelli 2004). Tradicionalmente la degradación de suelos por las actividades humanas se ha evaluado de acuerdo con los procesos que actúan en un momento dado: erosión hídrica y eólica, alta salinidad, degradación química, física y biológica, o evaluando los cambios negativos que se producen en determinados parámetros edáficos, que se consideran indicadores de la calidad del suelo para una función específica. Esta metodología puede llevar a resultados equívocos dada la reconocida dificultad para distinguir los cambios producidos por la degradación, de aquellos debidos a la evolución natural del suelo.

El suelo es un componente importante de todos los ecosistemas terrestres y al mismo tiempo un sistema autoorganizado en el espacio y en el tiempo (García-Alvarez et al. 2003), de tal modo que desde diferentes sectores científicos se reclama una aproximación ecosistémica a la degradación de suelos, que considere a éstos como sistemas naturales en zonas edafoclimáticas específicas, con considerable dinamismo y complejidad (Kimpe y Warkentin 1998).

Desde nuestro punto de vista es necesario comprender y establecer en detalle los procesos genéticos que han tenido lugar en un área ambientalmente homogénea determinada y que llevan a la formación de un suelo maduro en equilibrio con la vegetación climática y otras condiciones ambientales que debería considerarse como el estándar, al ser un suelo no degradado, con la calidad más alta en ese entorno ambiental y que constituye un estado metaestable con muy baja energía libre.

Esta sería una aproximación ecosistémica a la degradación de suelos, basada en el hecho de que la formación del suelo bajo ciertas condiciones ambientales constituye un proceso de sucesión ecológica evolutiva, con una disminución de la energía libre del sistema hasta alcanzar un estado metaestable; mientras que la degradación de suelos, debido a la introducción de nuevas formas de energía (cambios climáticos, cambios de uso, etc.) da lugar a una sucesión ecológica regresiva que permanece alejada del estado metaestable al aumentar la energía libre del sistema.

El suelo maduro, como estado final de la sucesión evolutiva en un determinado contexto ambiental, constituye el estándar y el conocimiento de sus propiedades y mecanismos de funcionamiento hace posible, por comparación con el resto de los suelos del área, establecer su estado de evolución o degradación y por lo tanto su calidad. De este modo será posible distinguir suelos degradados de suelos inmaduros en una determinada secuencia evolutiva, así como de suelos de baja calidad originados por procesos edafogénicos en unas condiciones ambientales particulares (p. ej. leptosolización) (Guerra 2011).

Una aproximación de este tipo es la que se ha utilizado para evaluar la calidad y el estado de degradación de los suelos del monteverde en la isla de Tenerife, los cuales mantienen un delicado equilibrio dinámico y ancestral con la vegetación que crece sobre ellos y donde las posibles agresiones por parte del hombre desencadenan cambios irreversibles, tanto en las características singulares de los suelos, como en la frágil estructura de la vegetación. La evolución de los suelos en los bosques de monteverde de la isla de Tenerife es un proceso que ha tenido lugar durante millones años, en los que los que las condiciones climáticas, el material de origen, la vegetación, la topografía y sobre todo el tiempo han ejercido un papel clave: un cambio brusco en cualquiera de estos factores repercuten en los otros, los cuales tratan de encontrar un nuevo equilibrio.

En el presente trabajo hemos establecido, en base a los diferentes tipos de suelos existentes en las zonas de monteverde, las secuencias edáficas evolutivas y regresivas, definido los procesos genéticos evolutivos y los suelos clímax, así como los factores responsables de la degradación de los mismos y los principales procesos regresivos que llevan a la formación de suelos degradados.

2. Material y Métodos

La prospección de campo consistió en la descripción y muestreo de los perfiles de suelos necesarios para caracterizar todas las situaciones posibles dentro de las zonas de monteverde de la isla y establecer las secuencias genéticas.

Se estudiaron un total de 34 perfiles los cuales definen los diferentes cuerpos edáficos existentes en la actualidad en estas zonas. Estos perfiles se describieron exhaustivamente, tanto en sus características ambientales como morfológicas de acuerdo con Soil Survey Staff (1993).

Posteriormente, se caracterizaron desde el punto de vista morfológico y físico-químico cada uno de los horizontes que conforman estos perfiles. En el laboratorio se llevó a cabo el análisis físico-químico de las muestras de suelo tomadas en cada uno de los perfiles, analizando las propiedades de interés para la posterior clasificación de estos suelos según la Base Referencial Mundial para Recursos de Suelos (IUSS Working Group WRB 2006), de acuerdo con los métodos más usuales en Ciencia del Suelo: pH (H_2O , KCl), CE_{1-5} , cationes cambiabiles y capacidad de cambio por el método del acetato amónico, propiedades ándicas (Fe, Al, Si extraíbles con oxalato amónico y con pirofosfato sódico y retención de fosfato), carbono orgánico, nitrógeno total, densidad aparente, retención de agua a 0,33 y 15 atmósferas, granulometría, contenido en vidrio volcánico. La composición mineralógica se determinó por difracción de rayos X en un difractómetro Philips X'Pert con tubo de cobre (radiación Cu $K\alpha$). Los contenidos en alofana, ferrihidrita y complejos Al-humus se estimaron en base a los cálculos propuestos por Mizota y van Reeuwijk (1989).

3. Resultados y Discusión

La zona de monteverde se extiende por encima de las medianías del norte de la isla de Tenerife, ocupando una extensión equivalente al 12% de la superficie insular (Figura 1). También nos encontramos dos reducidas áreas de monteverde al sureste de la isla, donde la influencia de los alisios, permite el desarrollo de algunas comunidades vegetales características de estos bosques. Estas áreas comprenden una franja que abarca aproximadamente desde los 500 hasta los 1.500 metros de altitud, acotada por las zonas de bosque termófilo en la parte baja y por los bosques de pinar canario en la parte alta.

El monteverde en las islas constituye una formación subtropical que acoge una biodiversidad extraordinariamente alta y juega un papel ecológico clave como captador de las lluvias, regulando así el ciclo hidrológico natural. Los suelos bajo el monteverde, principalmente Andosoles y Cambisoles ándicos con un

regimen hídrico de tipo údico (Soil Survey Staff 1999), tienen una elevada calidad ambiental derivada de sus propiedades ándicas que les confieren su alta capacidad de retención de agua y capacidad de secuestro de carbono (Rodríguez Rodríguez y Mora Hernández 2000).

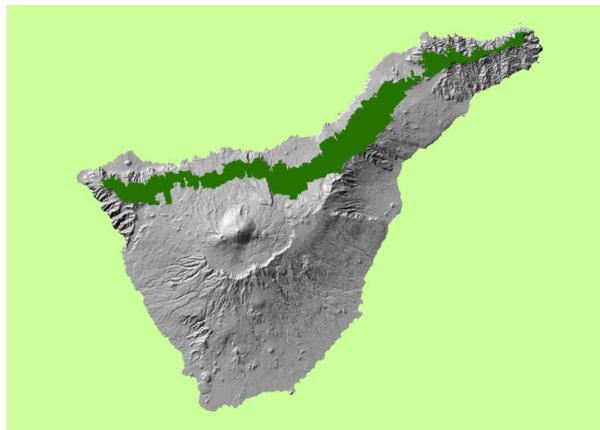


Figura 1. Distribución del área de estudio.

3.1. Factores ambientales de formación de los suelos

La elevada actividad volcánica subaérea que tuvo lugar en la isla, hace que en estas zonas aparezcan materiales volcánicos de diferente naturaleza y edad, como se puede observar en la **Tabla 1**. Estos materiales pueden ser agrupados en las diferentes series estratigráficas de la siguiente manera, según IGME (1978).

Como se observa, en estas zonas predominan los materiales muy antiguos (miocénicos), de naturaleza basáltica y con un alto grado de alteración y edafización, aunque también existen un porcentaje importante de coladas basálticas pleistocénicas.

El relieve de estas áreas se caracteriza por la alternancia de barrancos en dirección Sureste-

Noroeste e interfluvios alomados en general con pendientes muy suaves, aunque en general predominen las pendientes situadas entre el 10 y el 30% (49,9%). Las áreas de mayor pendiente, entre 30-75% y >75% presentan una superficie más reducida en el área ocupada por estos bosques y se corresponden por lo general con paredes de barrancos y laderas abruptas.

Debido a que estos montes se sitúan en la zona de condensación de los vientos alisios y de formación del mar de nubes, son frecuentes las precipitaciones elevadas, tanto verticales como en forma de precipitación de niebla (precipitación horizontal procedente de las frecuentes nieblas) (Morales et al. 2003). De este modo la pluviometría media anual puede superar los 900 mm, con precipitaciones superiores a los 200 mm en los meses más lluviosos (regimen hídrico údico) (Aboal Viñas 1998). En cuanto al régimen

Tabla 1. Materiales geológicos presentes en las zonas de monteverde y superficie ocupada

Material	Serie	Edad	Superficie (%)
Coladas y piroclastos basálticos	I	Mioceno	47,3
Coladas basálticas	II	Plioceno-Pleistoceno inferior	2,4
Coladas sálicas	II	Plioceno-Pleistoceno inferior	2,4
Piroclastos basálticos	II	Plioceno-Pleistoceno inferior	0,3
Coladas basálticas	III	Pleistoceno superior	26,5
Coladas sálicas	III	Pleistoceno superior	3,1
Piroclastos basálticos	III	Pleistoceno superior	3,4
Piroclastos sálicos	III	Pleistoceno superior	0,4
Piroclastos basálticos y sálicos	IV	Holoceno	9,4
Depósitos aluviales/coluviales	-	Holoceno	4,8

térmico de estos bosques, la temperatura media anual está cercana a los 15 °C, con una mínima media de unos 11 °C y una máxima media de unos 21 °C (régimen térmico méxico).

La vegetación potencial climatofila de este bosque es la laurisilva y el fayal brezal, en sus tipologías húmedas más típicas. La bóveda del bosque tiene como componentes más característicos a las lauráceas, acompañadas de otros árboles de filogenia diversa como el brezo, el aderno, el acebiño, la faya y la hija. Al amparo de la frondosidad del bosque prosperan también arbolillos como el sanguino y una gran variedad de subarbustos, lianas y helechos. En cotas por debajo de los 800 m.s.m. la laurisilva se presenta en una variante seca, de la que son típicos el acebiño, el aderno, el barbusano, el brezo y la faya, junto a otros árboles de apetencias marcadamente termófilas como el madroño, el mocán y el palo blanco.

Hay que señalar que la zona ocupada por el monteverde ha sido utilizada por el hombre desde su aparición en las islas, siendo a raíz de la Conquista por los castellanos cuando se han intensificado las presiones sobre el medio ambiente de estos territorios, dadas sus excepcionales condiciones climáticas y ecológicas. Han sido numerosos los usos y aprovechamientos que el hombre ha obtenido de estos suelos y las correspondientes formaciones vegetales, destacando la obtención de madera como material de construcción, para

la fabricación de aperos agrícolas o para su uso como leña y carbón vegetal (Rodríguez Brito et al. 1990); aprovechamiento ganadero suministrando forraje y cama para el ganado intensivo y en algunas situaciones también aprovechamiento agrícola de los suelos en el entorno de los asentamientos humanos, tras su deforestación. Esto ha hecho que la extensión actual del monteverde sea sólo una pequeña fracción de su distribución potencial, debido a la intensa deforestación sufrida en los últimos cinco siglos.

3.2. Análisis de las secuencias edáficas evolutivas y regresivas

La composición, naturaleza petrológica y edad de los materiales geológicos ejercen una considerable influencia en la génesis y características de los suelos que se desarrollan sobre ellos, sobre todo en los primeros estadios de la edafogénesis. A medida que transcurre el tiempo, las características de los suelos divergen de las del material de origen, bajo la influencia de procesos determinados por la vegetación, la topografía y sobre todo por el clima (Buol et al. 2003; Thanachit et al. 2006), aunque quizás ningún otro tipo de material geológico, proporciona unas características físicas, morfológicas y químicas tan específicas a los suelos que se desarrollan sobre ellos, como los materiales emitidos por la actividad volcánica (Shoji et al. 1993; Ugolini y Dahlgren 2003).

3.3. Procesos de formación y degradación de suelos sobre coladas basálticas y sálicas

Los materiales basálticos consolidados (coladas), miocénicos son los que ocupan una mayor extensión en estas áreas y constituyen el material de partida para la génesis de la mayoría de los suelos. Las coladas basálticas y sálicas del Plioceno y Pleistoceno ocupan la segunda posición, por

extensión superficial, entre los materiales geológicos sobre los que se han desarrollado los suelos de estos bosques. El primer factor que diversifica los procesos genéticos sobre estos materiales es su posición topográfica. En aras de simplificar la interpretación de las secuencias edafogenéticas, se han considerado dos situaciones principales: áreas con pendientes abruptas (>30%) y áreas de pendientes más suaves (<30%).

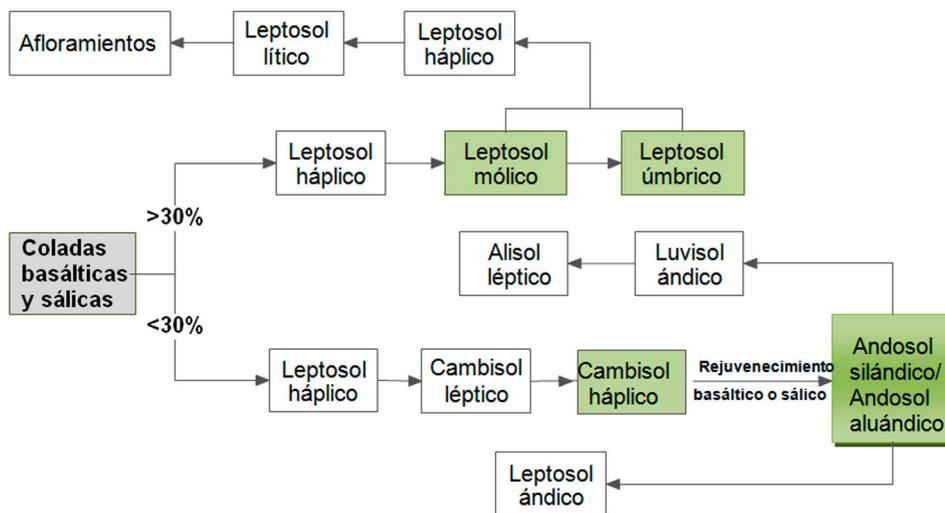


Figura 2. Secuencias edáficas sobre coladas basálticas y sálicas.

En la primera situación (pendientes >30%) se incluyen zonas de laderas fuertes, paredones, cresterías y riscos donde el proceso genético de formación de suelos dominante es la leptosolización natural o entisolización que lleva a la formación de suelos con un débil desarrollo edáfico, sin horizonte B_w, no degradados y en equilibrio dinámico con las condiciones ambientales actuales (Leptosoles). En estas condiciones la propia dinámica de laderas, hace que los elementos finos procedentes de la meteorización y la alteración hidrolítica de los materiales geológicos, se pierdan por movimientos gravitacionales, de tal manera que aquellos no se acumulan en su lugar de formación. Sí pueden acumularse los residuos vegetales y otros restos

orgánicos que al ser menos densos y pesados son menos movilizables por gravedad, aunque por lo general se mezclan mal con la materia mineral no llegando a formarse verdaderos complejos arcillo-húmicos (Duchaufour 1977). Se forman pues *Leptosoles mólicos* (Figura 3) y *Leptosoles úmbricos* (Figura 4) considerados los suelos climácicos en estas situaciones. Bajo este tipo de bosque con vegetación laurifolia no acidificante y con mezcla de numerosas especies, es normal que inicialmente se genera un humus de tipo mull (Duchaufour 1977) que lleva a la formación de un horizonte mólico sobre los incipientes Leptosoles háplicos, Leptosoles líticos o sobre la propia colada basáltica dura. Éste es un horizonte superficial, grueso, bien estructurado, de

color oscuro, con contenido moderado o alto de materia orgánica y con una alta saturación en bases, formado por la acumulación de residuos orgánicos en superficie, debido a la incorporación sistemática de restos vegetales procedentes de una vegetación mejorante, como la laurisilva y su mezcla con la parte mineral del suelo. Cuando se produce la desaturación del horizonte mólico por procesos de lixiviación y lavado de bases el horizonte orgánico superficial pasa a ser horizonte úmbrico y los suelos Leptosoles úmbricos (Figuras 2 y 4).

La composición mineralógica de los Leptosoles climácicos es muy similar en ambos tipos de suelos y está dominada por la asociación haloisita-alofana-ferrihidrita, procedentes de la alteración de los basaltos antiguos (fondo microcristalino y plagioclasas) (Singer et al. 2004). Existe una mayor proporción de complejos Al-humus en los Leptosoles úmbricos y de alofana en los mólicos. La presencia de cuarzo e illita, probablemente haya que atribuirle un origen eólico (Mizota y Matsuhisa 1995).

LEPTOSOLES MÓLICOS. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Color (húmedo)
A	0-15	271,8	501,7	226,5	508,4	340,9	7,5YR2/3

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)
A	6,6	66,5	0,7	15,8	10,5	2,6	0,8	42,6	69,6

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Haloisita	Illita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	+	+	+++	+	++	++	+



Figura 3. Leptosoles mólicos climácicos en pendientes fuertes y materiales basálticos antiguos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

LEPTOSOLES ÚMBRICOS. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua	Color (húmedo)
					33kPa	1500kPa	
A	0-15	196,7	395,2	408,1	485,8	341,4	5YR2/3

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)
A	4,4	136,0	1,4	10,1	4,7	1,0	0,3	75,4	21,0

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Haloisita	Ilita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	+	+	++	+	+	+	++



Figura 4. Leptosoles úmbricos climácicos procedentes de la lixiviación de los Leptosoles mólicos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

Estos suelos pueden sufrir procesos de degradación ligados a la actividad antrópica, como pueden ser episodios de deforestación intensiva o a fenómenos naturales extremos como procesos de arroyada intensos y enérgicos que hace que en los estados de mayor degradación, se pierda total o parcialmente el horizonte orgánico superficial y los suelos pasan a ser Leptosoles háplicos o líticos de degradación (procesos de *leptosolización antrópica*) o incluso afloramientos de las rocas subyacentes (Figura 5). Estos suelos, son menos profundos que los Leptosoles climácicos,

más pobres en arcilla, limo y carbono orgánico y por tanto con una menor capacidad de retención de agua. Tienen además mayor proporción de alofana, aunque la asociación mineralógica es similar predominando uno u otro mineral según los suelos de los cuales procedan.

En las áreas de pendientes más suaves (<30%), los procesos iniciales son semejantes a los que ocurren en zonas más accidentadas, con una única e importante diferencia como es que la dinámica de laderas y los procesos erosivos son nulos o en todo caso menos acentuados, lo

LEPTOSOLES HÁPLICOS de degradación. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa
		g kg ⁻¹				
AB _w	0-10	111,2	369,3	519,5	372,2	156,6

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)
				cmolc kg ⁻¹					
AB _w	6,1	40,0	0,7	9,5	3,0	0,9	0,3	23,9	56,9

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Haloisita	Ilita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
AB _w	+	+	++	+	+++	++	+



Figura 5. Leptosoles háplicos generados por leptosolización antrópica (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

que facilita que el tiempo de contacto entre las rocas y las soluciones de alteración percolantes sea mucho mayor, de tal manera que los procesos de alteración hidrolítica son muchos más intensos e intervienen además otros mecanismos de alteración: hidratación, óxido-reducción, complejación, etc. produciéndose de esta manera drásticas transformaciones en la naturaleza química y mineralógica del basalto, con neoformación y síntesis de nuevos minerales que no existían previamente en las rocas.

Debido a la antigüedad de los materiales geológicos, los suelos pasan por diferentes procesos edafogenéticos, dando lugar a diferentes suelos. De esta manera, tras el proceso de leptosolización natural (Leptosoles háplicos), comienzan a producirse procesos de *empardecimiento* que dan lugar a Cambisoles lépticos y Cambisoles háplicos al proseguir la alteración y aumentar la profundidad del suelo (Figura 2). El proceso de empardecimiento (o pardificación) es básicamente un proceso genético de formación de suelos de tipo climático en el que el hierro activo juega un papel clave, al

ser el catión puente entre las arcillas (haloisitas en este caso) y los compuestos húmicos evolucionados y maduros, procedentes de una vegetación mejorante de laureáceas (Duchaufour 1977). El empardecimiento conlleva también la formación de un horizonte mólico constituido por un humus de tipo mull, característico de estos medios y un horizonte subsuperficial de alteración u horizonte cámbico con estructura grumosa gruesa o poliédrica fina y claramente diferenciada de la estructura de la roca subyacente y con un color pardo típico, debido al hierro férrico amorfo que actúa de puente en el complejo arcillo-húmico.

Sobre gran parte de las zonas ocupadas por estos Cambisoles, se han producido a lo largo de los tiempos diversos procesos de rejuvenecimiento, por aporte de material piroclástico procedente de diferentes erupciones. Este material que por su naturaleza vítrea y porosa presenta una mayor facilidad de alteración que los materiales consolidados, en estas condiciones de humedad y temperatura y bajo este tipo de vegetación sufre el proceso conocido por *andosolización* (Duchaufour, 1977), que consiste básicamente en la producción de constituyentes minerales con ordenación de corto alcance (amorfos) (alofana, imogolita, ferrihidrita) sobre piroclastos basálticos (carácter silándico de la andosolización) y complejos Al-humus, pobres en sílice sobre piroclastos sálicos (carácter aluándico del proceso).

Se establece una protección mutua: los componentes húmicos mantienen los geles minerales en estado amorfo impidiendo la evolución hacia arcillas cristalinas y al mismo tiempo el humus se estabiliza por complejación con los coloides minerales y con el aluminio, quedando protegido de la biodegradación (Shoji et al. 1993). De esta manera se forman perfiles complejos de suelos, pero en los que el suelo superficial es un Andosol (Figura 2) que es el suelo climácico en estas situaciones de gea, clima y vegetación, predominando los *Andosoles silándicos* (Figura 6) caracterizados por presentar un horizonte ándico con un alto contenido en alofanas en relación con los complejos Al-humus ($Si_{ox} > 0,6\%$), cuando el rejuvenecimiento se ha

producido por piroclastos basálticos y *Andosoles aluándicos* (Figura 7) con predominio de geles Al-humus frente a los complejos con ordenación de corto alcance ($Si_{ox} < 0,6\%$) cuando el material piroclástico tiene carácter sálico, con mayor contenido de Al y menos de Si y ferromagnesianos. En el resto de las propiedades fisicoquímicas, no se observan diferencias significativas entre ambos tipos de suelos.

La asociación mineralógica característica de estos Andosoles es haloisita-caolinita-esmectita-alofana-ferrihidrita-geles Al-humus, con predominio de alofana-haloisita en los Andosoles silándicos sobre rejuvenecimiento basáltico (conocidos como Andosoles alofánicos) y de haloisita-complejos Al-humus en los Andosoles aluándicos sobre rejuvenecimientos sálicos, a los cuales se les conoce también como Andosoles órgano-minerales.

Otros minerales secundarios comunes son hematites, goetita, gibsita (sobre los materiales más aluminicos), illita y cuarzo. La caolinita puede formarse en estos suelos muy antiguos y bajo estos regímenes climáticos por transformación de la haloisita (Singer et al. 2004) y las esmectitas son frecuentes sobre cenizas volcánicas de origen basáltico ricos en minerales ferromagnesianos y medio más o menos confinado, como es el caso dada la presencia en profundidad de la alterita basáltica (Hepper et al. 2006).

Estos Andosoles maduros, climácicos, en equilibrio con las condiciones ambientales actuales, particularmente el clima y la vegetación sólo se observan en la actualidad en escasos reductos bien protegidos por la cubierta vegetal y con escasa o nula pendiente. Además en muchas áreas no alcanzadas por los materiales piroclásticos que rejuvenecen los suelos, los *Cambisoles háplicos* constituyen los suelos climácicos sobre estos materiales y en estas condiciones (Figura 8). Éstos son suelos arcillosos, densos, ligeramente ácidos, desaturados en los horizontes más superficiales y con una composición mineralógica dominada por la asociación haloisita-esmectita-goetita característica de las alteritas basálticas sobre las que se desarrollan estos suelos.

ANDOSOLES SILÁNDICOS. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua	Densidad aparente
					33kPa	1500kPa	
				g kg ⁻¹		Mgm ⁻³	
A	0-40	88,3	584,9	326,8	458,3	185,4	1,0
B _{w1}	40-80	101,8	496,2	402,0	522,5	241,8	0,7
B _{w2}	80-180	175,0	582,6	242,4	622,4	339,2	0,6

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹								
A	6,5	30,0	0,6	5,3	2,9	1,7	0,4	31,5	32,5	3,9	1,0	98,7
B _{w1}	6,3	15,0	0,6	4,0	2,7	2,0	0,5	36,5	25,5	5,2	1,9	99,7
B _{w2}	6,2	6,1	0,4	25,4	15,1	0,9	2,4	68,0	64,5	4,7	0,5	92,0

Horizonte	Cuarzo	Hematites	Goetita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmectita	Alofana/Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	++	+	+	+	+	+		+++	++	+
B _{w1}	+	++	+	++	+		+	++++	++	
B _{w2}	+	+	+	+++	++		++	++	+++	+



Figura 6. Andosoles silándicos climácicos sobre coladas miocénicas rejuvenecidas con material piroclástico basáltico (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

ANDOSOLES ALUÁNDICOS. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
A	0-30	39,4	556,0	404,6	611,5	280,7	0,6
B _w	30-70	143,1	506,9	350,0	525,2	237,7	0,6
B _w C	70-140	159,1	478,5	362,4	460,8	181,1	0,7

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
A	6,5	92,1	0,9	7,6	4,4	2,0	0,8	49,1	30,1	5,2	1,5	97,7
B _w	6,3	16,8	0,7	3,0	1,6	0,9	4,8	35,3	29,3	2,1	0,5	89,8
B _w C	6,6	5,8	0,6	4,1	2,3	0,0	4,4	28,8	37,6	1,1	0,0	64,8

Horizonte	Cuarzo	Hematites	Goetita	Gibbsite	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmectita	Alofana/Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	+	+	+		+		+		++	+	++++
B _w	+	+	+	+	+++	+	+	+	+	+	+++
B _w C	+	+	+		++	+		+	+	+	++



Figura 7. Andosoles aluándicos climácicos sobre coladas miocénicas rejuvenecidas con material piroclástico sálico (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

CAMBISOLES HÁPLICOS. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
A	0-15	274,9	521,4	203,7	357,8	159,6	0,7
B _{w1}	15-45	267,6	517,8	214,6	335,2	152,4	0,9
B _{w2}	45-100	307,2	471,4	221,4	337,7	177,4	1,4

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
A	5,3	19,5	0,1	5,8	2,2	1,0	1,0	28,4	35,3	5,2	1,0	49,5
B _{w1}	4,3	10,9	0,2	2,7	1,0	0,2	1,0	25,9	18,6	2,1	0,8	50,1
B _{w2}	5,9	5,0	0,9	15,8	5,0	0,8	2,6	27,0	89,5	1,1	1,0	49,7

Horizonte	Cuarzo	Hematites	Goetita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmectita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	++	+	+	++++	+	++	++		+	+
B _{w1}	+	+	++	++++	++		+		+	
B _{w2}		+	++	++++	++		++	+	+	



Figura 8. Cambisoles háplicos climácicos en áreas no rejuvenecidas por piroclastos
(++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

Luego de la utilización de estos espacios por parte del hombre se han producido cambios drásticos en la vegetación climácica, como consecuencia de intervenciones antiguas (explotación de leña, pastoreo) o más recientes (incendios, apertura de pistas forestales, etc), y su sustitución por matorrales de brezos, leguminosas, jaras y otros que provocan numerosos procesos erosivos sobre estos suelos (Neris et al. 2012), en las

áreas más pendientes, que dan lugar también a un proceso de leptosolización antrópica que ocasiona la formación de suelos someros (Leptosoles ándicos), los cuales mantienen las propiedades ándicas que caracterizan el suelo climácico, estando además empobrecidos en arcillas, aunque mantienen niveles altos de materia orgánica y una asociación mineralógica de tipo haloisita-alofana (Figuras 2 y 9).

LEPTOSOLES ÁNDICOS de degradación. Coladas basálticas de la Serie I. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
				g kg ⁻¹			Mgm ⁻³
AB _w	0-20	85,9	556,8	357,3	642,9	324,8	0,4

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹							
AB _w	6,8	96,4	1,4	20,2	7,9	2,4	0,7	53,5	58,2	4,9	93,2

Horizonte	Cuarzo	Hematites	Goetita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmectita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
AB _w	+	+	+	+++	++	+	+	+++	+	+



Figura 9. Leptosoles ándicos de degradación por erosión hídrica de los Andosoles climácicos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

En las zonas en las que los procesos erosivos no han sido tan intensos, los procesos de degradación del suelo relacionados con la transformación de la cubierta vegetal (sustitución de lauráceas por ericáceas e incluso sustitución del bosque por matorrales), suponen siempre unos menores aportes de restos vegetales a la superficie del suelo o, en todo caso, unos restos vegetales de más difícil transformación y humificación, como es el caso de la hojarasca de Ericáceas frente a los planifolios de la Laurisilva, lo que significa en cualquier caso una menor incorporación de materia orgánica humificada y madura al suelo (Neris et al. 2013).

Al mismo tiempo se produce un cambio en el edafoclima, al disminuir los aportes de agua al suelo por precipitación horizontal (ligada a la condensación de las nieblas en el follaje de la vegetación), aumentar la evapotranspiración de agua de los horizontes profundos del suelo por ascenso capilar (la ETP pasa de 400 mm año⁻¹ a 900 mm año⁻¹), aumentar la temperatura edáfica por una más directa incidencia de la radiación solar y aumentar los contrastes estacionales de temperatura y humedad (Morales et al. 2003). Todos estos cambios reactivan la microflora del suelo, que provoca una rápida mineralización de la materia orgánica, (el carbono orgánico pasa de 93 g kg⁻¹ a 40 g kg⁻¹ en áreas con vegetación degradada) que conlleva el agotamiento del sustrato carbonoso metabolizable y produce una drástica disminución, no sólo del contenido de materia orgánica de los suelos, sino también de la propia biomasa microbiana, de su actividad y de su diversidad, con alteración profunda de los numerosos procesos biológicos que la misma lleva a cabo en el suelo (degradación biológica).

Esta disminución del contenido orgánico de los suelos, por las elevadas tasas de mineralización, lleva a la ruptura de la estabilidad de los complejos Al-humus y humus-alofana/imogolita/ferrihidrita, con una rápida evolución de los geles amorfos, favorecida por los contrastes de humedad y temperatura del suelo en estas situaciones, hacia formas minerales cristalinas (arcillas 1:1, tipo halosita y caolinita) y la consiguiente pérdida progresiva del carácter ándico, ligado a la persistencia de estos complejos (Dahlgren

et al. 1993; Nanzyo et al. 1993). La pérdida de las particulares ligazones materia orgánica-materia mineral que caracterizan los suelos ándicos supone la pérdida también de sus propiedades físicas particulares, siendo el primer paso la desestabilización de la estructura microagregada, con lo que disminuye la porosidad, disminuye la capacidad de retención de agua, aumenta la densidad aparente y disminuye drásticamente la permeabilidad.

Los constituyentes organominerales de los Andosoles y suelos ándicos son muy estables y difícilmente movilizables por translocación. Sin embargo cuando se produce la degradación de los mismos y su evolución hacia minerales cristalinos, éstos fácilmente forman suspensiones estables con el agua y se movilizan vertical o lateralmente en el suelo, originando horizontes árgicos (argílicos) tras un proceso de *argiluvación*, por el cual las arcillas y otros componentes del suelo finamente dispersos se pueden mover como una suspensión coloidal desde los horizontes superiores hacia los inferiores, donde se depositan. Este proceso aunque en determinadas situaciones espacio-temporales constituye un proceso genético de formación de horizontes arcillosos, en este caso, evidencia un proceso regresivo, ligado a la transformación de la cubierta vegetal, aunque lógicamente a otra escala temporal.

De esta manera, se explica la evolución regresiva de los suelos clímax en estas situaciones (Andosoles silándicos y aluándicos) (Figura 2), hacia Luvisoles ándicos (Figura 10) en primer lugar y hacia Alisoles lépticos (Figura 11), en la medida que perduren los procesos de lixiviado y la pérdida de propiedades ándicas de los suelos.

Los Luvisoles ándicos presentan uno o dos horizontes argílicos (árgicos) que al mismo tiempo presentan propiedades ándicas (densidad aparente < 0.9 Mg m⁻³, Al_o+1/2 Fe_o > 2% y retención de fosfato > 85%), presentan un pH ácido y un alto contenido de materia orgánica. La asociación mineralógica característica es halosita-caolinita-hematites-goetita, dada la intensa liberación de hierro que se produce

LUVISOLES ÁNDICOS de degradación. Coladas basálticas de la Serie II. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
A	0-20	226,0	474,4	299,6	441,5	253,0	0,6
B _{t1}	20-40	266,9	492,5	240,6	487,7	270,0	0,8
B _{t2}	40-80	569,3	358,3	72,4	441,4	302,5	0,7

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹							
A	5,2	35,9	1,2	4,1	1,4	0,7	0,2	29,7	21,4	3,0	96,2
B _{t1}	5,1	24,7	1,1	2,1	0,6	0,2	0,6	24,9	14,1	3,2	98,5
B _{t2}	6,3	8,3	1,3	10,2	3,9	0,2	3,9	26,7	67,6	5,4	95,0

Horizonte	Cuarzo	Hematites	Goetita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmeclita	Alofana/Imogolita	Ferrihidrita
A	++	+	++	++++	++	++		++	+
B _{t1}	+	++	+++	++++	++	+	+	++	+
B _{t2}		++	++	++++	++	+	+	+++	+



Figura 10. Luvisoles ándicos de degradación de los Andosoles climácicos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

ALISOLES LÉPTICOS de degradación. Coladas basálticas de la Serie II. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
AB _w	0-30	376,8	485,9	137,3	298,8	173,7	0,7
B _t	30-85	555,1	365,1	79,9	335,9	235,7	0,8

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
AB _w	5,7	24,6	0,7	6,3	3,1	1,7	0,6	26,6	44,2	0,9	57,3
B _t	6,4	8,0	0,6	6,5	4,9	0,9	2,1	32,1	44,8	0,9	68,1

Horizonte	Cuarzo	Feldespatos	Hematitas	Goetita	Gibbsite	Haloisita	Caolinita	Ilita
AB _w	++	+	++	++		++++	++	++
B _t		+	++	++	+	++++	++	++



Figura II. Alisoles lépticos de degradación
(++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

en estos suelos; además son abundantes las nanopartículas tipo alofana y están presentes arcillas cristalinas tipo illita y esmectita.

Los Alisoles lépticos son poco profundos (70-90 cm), también con horizonte argílico, con pH ácido, complejo de cambio desaturado y sin propiedades ándicas en ningún horizonte (Figura 11). No se aprecian nanopartículas criptocristalinas de alofana o ferrihidrita y la fracción fina está constituida fundamentalmente por haloisita-caolinita-illita-goetita-hematites, observándose en este caso la presencia de gibsita en el horizonte B_t, asociada a alteraciones y lixiviaciones intensas del material (Kleber et al. 2007).

3.4. Procesos sobre piroclastos basálticos y sálicos de las series II y III

Sobre los materiales piroclásticos los procesos de alteración, tanto hidrolíticos como por otros mecanismos de óxido-reducción, complejación, etc. son muchos más rápidos y más acentuados que sobre los materiales cristalinos y consolidados. Ello se debe a que la naturaleza fragmentaria y vesicular de los piroclastos, hace que éstos tengan una elevada superficie específica que facilita los procesos de alteración, los cuales tienen lugar siempre mediante reacciones de superficie; además, la naturaleza vítrica y no cristalina del material, con un alto desorden molecular, facilita también la alteración de los mismos, liberando cantidades elevadas de Si, Al, Fe y cationes básicos al medio de alteración (Nagasawa 1978).

De esta manera, la hidrólisis de este tipo de materiales da lugar inicialmente a Regosoles háplicos (Figura 12), que por procesos de empardecimiento dan origen a Cambisoles vítricos, donde actúan procesos de andosolización llevando a *Andosoles vítricos*, suelos climácicos sobre los materiales más recientes o en las zonas menos húmedas y más abiertas del bosque. Finalmente la secuencia genética lleva a *Andosoles silándicos* sobre piroclastos basálticos y *Andosoles aluándicos* sobre materiales piroclásticos de naturaleza sálica, suelos climácicos sobre estos materiales, en estas condiciones de edad y bioclima.

En este caso no encontramos Regosoles háplicos dado el tiempo transcurrido desde la emisión de los materiales piroclásticos (Plioceno-Pleistoceno) y las condiciones de alteración en estas zonas que favorecen la evolución de los mismos hacia Cambisoles y Andosoles vítricos.

Los Cambisoles vítricos (Figura 13) se encuentran actualmente sobre estos materiales en las zonas limítrofes del monte verde con el pinar y el bosque termófilo donde las condiciones de alteración son menos agresivas y se han podido mantener este tipo de suelos sin evolucionar hacia Andosoles vítricos. Son poco profundos, aunque por lo general su profundidad depende del espesor del manto de piroclastos, ligeramente alcalinos, saturados y con alto contenido en calcio y magnesio como corresponde a un medio de alteración de carácter básico. La asociación mineralógica típica está dominada por el vidrio volcánico, con abundante haloisita y la presencia común de alofana, ferrihidrita y feldespatos.

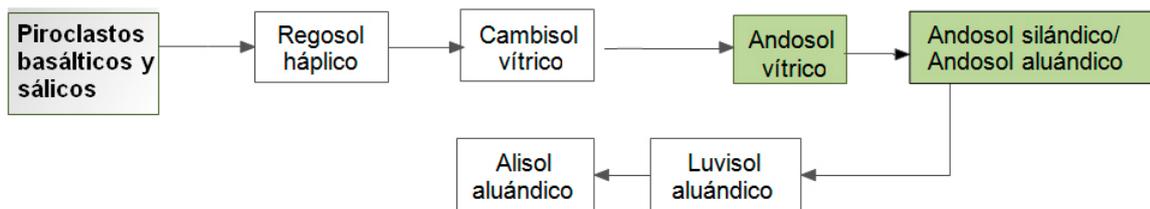


Figura 12. Secuencias edáficas sobre piroclastos basálticos y sálicos de las series II y III.

CAMBISOLES VÍTRICOS. Piroclastos basálticos de la Serie III. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente	Vidrio volcánico
				g kg ⁻¹			Mgm ⁻³	%
AB _w	0-25	219,9	411,5	368,6	423,7	217,4	0,6	29,0

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹							
AB _w	7,8	15,2	1,1	47,4	12,2	1,3	3,6	55,0	100	2,1	61,0

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Haloisita	Caolinita	Ilita	Alofana/Imogolita	Ferrihidrita
AB _w	+	++	+++	+	+	++	++



Figura 13. Cambisoles vítricos generados por alteración y emparecimiento de piroclastos basálticos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

Los Andosoles vítricos se caracterizan por ser suelos profundos, con características vítricas (vidrio volcánico > 5%, Al_o+1/2 Fe_o > 0.4%, retención de fosfato > 25%), con pH neutro o ligeramente alcalino, como corresponde a suelos en proceso de alteración, saturados en cationes básicos y de textura mayoritariamente arenosa. Su mineralogía es la característica

de la alteración de materiales piroclásticos basálticos recientes: vidrio volcánico, haloisita, alofana y ferrihidrita con presencia de cuarzo eólico, feldespatos y goetita que colorea de amarillo-rojizo el perfil del suelo. Son suelos climáticos sobre los materiales más recientes y donde las condiciones bioclimáticas no favorecen su evolución (Figura 14).

ANDOSOLES VÍTRICOS. Piroclastos basálticos de la Serie III. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente	Vidrio volcánico
							Mgm ⁻³	%
B _w	5-90	118,2	257,3	624,5	344,5	180,0	0,7	18,0
B _w C	90-120	49,6	30,5	919,9	85,0	72,8	0,9	22,0

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
B _w	6,9	4,5	0,5	6,2	4,0	0,6	2,2	29,6	44,0	2,7	83,8
B _w C	8,0	1,4	0,4	7,4	2,6	1,0	0,8	16,3	72,2	0,7	34,0

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Goetita	Haloisita	Caolinita	Alofana/Imogolita	Ferrihidrita
B _w	+	+	++	++	+	++	++
B _w C	+	++	+	++	+	+	+



Figura 14. Andosoles vítricos climácicos generados por andosolización de piroclastos basálticos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

La evolución posterior de estos suelos, lleva al igual que en el caso anterior sobre rejuvenecimientos piroclásticos, a la formación de Andosoles “verdaderos”, bien silándicos sobre piroclastos basálticos o bien aluándicos sobre aquellos de naturaleza sálica (Figura 12).

Los Andosoles silándicos y aluándicos son suelos climácicos sobre estos materiales y en estas condiciones de alteración. Se diferencian en el contenido en sílice extraíble por oxalato ácido y por tanto en la naturaleza mineralógica de los geles que constituyen el complejo coloidal:

haloisita/caolinita/alofana/ferrihidrita en el caso de los silándicos y haloisita/caolinita/complejos Al-humus en el caso de los aluándicos. Estos

últimos son mucho más ácidos y más orgánicos que los Andosoles silándicos (Figuras 15 y 16).

ANDOSOLES SILÁNDICOS. Piroclastos basálticos de la Serie III. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
AB _w	0-90	325,5	605,0	69,5	527,2	249,3	0,7
B _t	90-150	721,5	238,7	39,8	461,5	319,1	1,1

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
AB _w	6.0	26,0	0,1	3,0	1,4	2,6	0,2	26,9	26,8	2,5	0,8	93.6
B _t	6.9	5,9	0,1	5,9	4,1	3,6	2,0	27,8	56,3	1,7	1,2	90.0

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Hematites	Goetita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Esmectita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita
AB _w	++	+	+	+	+++	++	++	+	+++	+
B _t	+	+	+	++	++++	+++	+	++	+++	+



Figura 15. Andosoles silándicos formados por evolución de los andosoles vítricos sobre piroclastos basálticos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

ANDOSOLES ALUÁNDICOS. Piroclastos sálicos de la Serie III. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente
							Mgm ⁻³
AB _w	0-30	225,9	462,2	311,9	421,3	217,6	0,6
B _w	30-120	243,1	474,8	282,1	460,5	221,0	0,8

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
AB _w	5,4	32,0	0,1	9,9	1,9	0,3	1,1	37,6	35,1	2,6	0,5	87,8
B _w	5,6	24,1	0,2	14,9	2,7	0,1	1,4	34,1	55,9	2,5	0,3	80,0

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Goetita	Gibsitita	Halosita	Caolinita	Ilita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
AB _w	++	++	++		+++	++	+	+	+	+++
B _w	+	++	++	+	+++	++	+	+	+	++



Figura 16. Andosoles aluándicos formados por evolución de los Andosoles vítricos sobre piroclastos sálicos (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

La degradación de la vegetación lleva a cambios en las propiedades físicas y químicas de los suelos, como hemos visto en el caso anterior y al desarrollo de procesos de argiluvación y lixiviación, que aunque procesos genéticos en otros entornos espacio-temporales, aquí

los hemos considerado como procesos de degradación de los Andosoles, que llevan a la formación de Luvisoles aluándicos y Alisoles aluándicos de degradación, debido a la intensa lixiviación que hace que se eliminen cantidades considerables de sílice y cationes.

Los Luvisoles aluándicos presentan un horizonte argílico generalmente muy espeso, con propiedades ándicas poco marcadas, pH ácido, alto contenido de carbono orgánico y bajo grado de saturación en bases, como corresponde a suelos donde dominan los complejos Al-humus

y geles amorfos de bajo contenido en silicio. Existe habitualmente también abundancia de hematites, goetita y haloisita-caolinita y presencia de cuarzo e illita de origen eólico, feldespatos residuales y gibsita y ferrihidrita (Figura 17).

LUVISOLES ALUÁNDICOS de degradación. Piroclastos basálticos de la Serie III. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua	Densidad aparente
					33kPa	1500kPa	
					g kg ⁻¹		Mgm ⁻³
A	0-30	55,4	407,4	537,2	515,6	349,1	0,3
B _t	30-150	244,8	291,8	463,4	517,1	286,6	0,7

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹								
A	5,1	170,8	1,6	9,7	4,9	1,4	1,5	70,1	24,9	2,0	0,05	89,4
B _t	4,9	11,8	1,5	4,9	1,3	0,9	3,3	42,5	24,6	2,0	0,04	89,1

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Hematites	Goetita	Gibsita	Haloisita	Caolinita	Illita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	++	++	+++	++	+	+++	++	++	+	++
B _t	+	++	++++	++	+	++++	++	+	+	+



Figura 17. Luvisoles aluándicos formados por degradación de los Andosoles (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

Los Alisoles aluándicos presentan uno o más horizontes argílicos, presentan también un pH ácido, una muy baja saturación en cationes y muy bajos contenidos en silicio extraíble con oxalato-ácido, predominando la asociación

mineralógica haloisita-complejos Al-humus, con presencia de otros minerales característicos de las alteraciones de piroclastos relativamente recientes (goetita, caolinita, ferrihidrita, hematites, gibsita, etc) (Figura 18).

ALISOLES ALUÁNDICOS de degradación. Piroclastos basálticos de la Serie II. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua	Densidad aparente
					33kPa	1500kPa	
				g kg ⁻¹		Mgm ⁻³	
A	0-40	228,8	524,3	246,9	474,5	344,9	0,5
B _{t1}	40-80	510,7	402,8	86,5	456,3	323,6	0,6
B _{t2}	80-110	535,5	346,3	118,2	424,0	347,9	0,6

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Si _{ox} (%)	Ret. P (%)
				cmol _c kg ⁻¹								
A	4,9	89,1	1,1	2,2	2,2	1,1	0,4	46,3	13,0	2,5	0,39	95,9
B _{t1}	5,0	28,1	0,7	0,8	1,3	0,4	0,1	32,1	8,4	3,3	0,10	96,5
B _{t2}	5,0	17,6	0,7	0,0	0,4	0,2	0,2	29,3	2,7	3,1	0,40	96,4

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Hematites	Goetita	Gibsita	Haloisita	Caolinita	Ilita	Ferrihidrita	Complejos Al-humus
A	++	++	+	++		+++	++	++	+	+++
B _{t1}	+	++	++	++	+	++++	++	+	++	++
B _{t2}	+	++	+	++	+	++++	++		+	++



Figura 18. Alisoles aluándicos formados por degradación de los Andosoles (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

3.5. Procesos genéticos sobre piroclastos basálticos y sálicos de la serie IV

Estos piroclastos constituyen los materiales geológicos más recientes de los encontrados en este tipo de bosques y aunque ocupan comparativamente poco espacio en la zona estudiada si originan suelos que es necesario considerar. En éstos lógicamente los procesos de alteración no han sido tan acentuados y

continuados en el tiempo como en el resto de las situaciones descritas. De esta manera, la secuencia de suelos evoluciona progresivamente desde Regosoles háplicos hasta Andosoles vítricos que son los suelos en equilibrio con las condiciones ambientales actuales, aunque bajo la vegetación de monteverde y en estas condiciones de humedad continuará el proceso genético habitual hacia Andosoles más evolucionados (silándicos y aluándicos) (Figura 19).

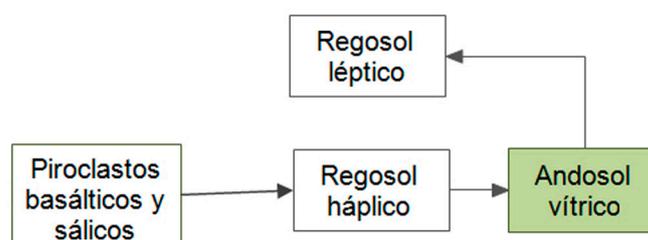


Figura 19. Secuencia edáfica sobre piroclastos basálticos y sálicos de la serie IV.

Estos Regosoles (Figura 20) presentan unas características muy próximas a los piroclastos sobre los que se desarrollan, presentando sin embargo un cierto grado de alteración (5% de arcilla, pH de abrasión de 7,2 y capacidad de cambio de 16 $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), aunque están muy desaturados y son pobres en cationes básicos y materia orgánica. Lógicamente la mineralogía está dominada por el vidrio volcánico básico, ligeramente coloreado al microscopio óptico y es común la existencia de alofana y presencia de trazas de otros minerales.

Estos Andosoles vítricos (Figura 21) son menos profundos que aquellos más antiguos desarrollados sobre piroclastos pleistocénicos, menos arcillosos, más densos y con mayor proporción de vidrio volcánico, estando asimismo más saturados, principalmente en calcio. Desde el punto de vista mineralógico, presentan mayor proporción de alofana y menor de haloisita/caolinita.

Estos suelos (Figura 22) son similares a los andosoles vítricos desarrollados sobre materiales básicos, aunque el pH es más ácido y el grado de saturación en cationes básicos mucho menor. Tienen además una proporción más alta de vidrio volcánico ácido, de mucha más difícil alteración que el básico y de aspecto hialino y casi incoloro al microscopio óptico. Ausencia de ferrihidrita y casi igual abundancia de alofana que en aquellos andosoles vítricos sobre materiales basálticos.

Los Regosoles de degradación son claramente diferentes de los Regosoles genéticos, tanto en su morfología como en sus propiedades físicas y químicas. Los suelos originados por erosión de Andosoles vítricos preexistentes, son menos profundos, más arcillosos y más alejados morfológicamente de los mantos piroclásticos, habiendo además perdido las características ándicas. Es bien conocida la pérdida de propiedades ándicas que se producen en los

suelos por cambios de uso, generalmente de uso forestal o natural a uso agrícola (Armas-Espinel et al. 2003; Verde 2009) y también por una degradación de la vegetación y un cambio en el edafoclima (Dahlgren et al. 1993). Sin embargo es menos conocida la pérdida de estas

propiedades por efecto de la erosión, aunque se ha señalado una evolución de los materiales amorfos a minerales mejor organizados en Andosoles sujetos a fenómenos de erosión y movimientos coluviales, en áreas de pendiente (Vacca et al. 2009).

REGOSOLES HÁPLICOS. Piroclastos basálticos de la Serie IV. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua
					33kPa	1500kPa
B _w C	0-95	47,5	130,8	821,7	136,8	20,0

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)
				cmol _e kg ⁻¹					
B _w C	7,2	3,0	0,2	0,4	0,1	0,3	0,1	16,4	5,5

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Haloisita	Caolinita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita	Vidrio volcánico
B _w C	+	+	+	+	++	+	++++



Figura 20. Regosoles háplicos sobre piroclastos recientes (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

ANDOSOLES VÍTRICOS. Piroclastos basálticos de la Serie IV. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente	Vidrio volcánico
				g kg ⁻¹				
AB _w	0-30	70,7	207,0	722,3	195,5	68,7	1,1	45,0

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC	Al _o +1/2 Fe _o	Ret. P
				cmol _c kg ⁻¹						(%)	(%)
AB _w	7,3	14,0	0,4	16,5	2,7	1,3	0,7	25,5	83,6	2,7	78,2

Horizonte	Cuarzo	Feldespatos	Goetita	Haloisita	Caolinita	Alofana/ Imogolita	Ferrihidrita
AB _w	+	+	++	+	+	+++	++



Figura 21. Andosoles vítricos sobre piroclastos basálticos recientes (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

ANDOSOLES VÍTRICOS. Piroclastos sálicos de la Serie IV. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua 33kPa	Ret. agua 1500kPa	Densidad aparente	Vidrio volcánico
				g kg ⁻¹			Mgm ⁻³	(%)
A	15-35	97,8	364,3	537,9	338,6	153,3	0,7	69,0
B _w	35-80	122,1	250,9	627,0	290,1	142,2	1,1	64,0

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)	Al _o +1/2 Fe _o (%)	Ret. P (%)
						cmol _c kg ⁻¹					
A	6,9	29,0	0,5	10,0	4,6	0,7	0,3	42,4	36,9	3,3	88,5
B _w	6,9	6,0	0,4	6,9	2,6	0,6	0,4	23,9	44,3	2,7	81,4

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Goetita	Gibsita	Haloisita	Caolinita	Alofana/ Imogolita
A	+	+	+			+	+++
B _w		+	++	+	++	+	++++



Figura 22. Andosoles vítricos sobre piroclastos sálicos recientes (+++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

REGOSILES LÉPTICOS de degradación. Piroclastos sálicos de la Serie IV. Monteverde

Hor.	Prof. (cm)	Arcilla	Limo	Arena	Ret. agua	Ret. agua
					33kPa	1500kPa
B _w C	0-40	299,3	302,5	398,1	314,1	150,9

Hor.	pH	C org (g kg ⁻¹)	CE _{es} (dS m ⁻¹)	Ca	Mg	K	Na	CIC	S/CIC (%)
				cmol _e kg ⁻¹					
B _w C	4,1	0,5	1,6	4,2	0,5	0,3	0,2	11,9	43,5

Horizonte	Cuarzo	Feldespato	Goetita	Gibbsite	Haloisita	Caolinita	Vidrio volcánico
B _w C	+	+	+	+	+++	+	+++



Figura 23. Regosiles lépticos originados por erosión de Andosoles vítricos recientes (++++ = Muy abundante; +++ = Abundante; ++ = Común; + = Presente).

4. Conclusiones

Del análisis de las secuencias edáficas descritas sobre los diferentes materiales geológicos existentes en el monteverde de la isla de Tenerife, puede establecerse que los principales procesos de degradación de los suelos están siempre ligados a modificaciones de la cubierta vegetal por causas antrópicas (deforestación intensa, explotación de leña, pastoreo, incendios, etc.) que sustituyen el estrato arbóreo por matorrales o en cualquier caso las lauráceas por ericáceas y otras formaciones más agresivas. Este hecho ocasiona siempre procesos erosivos que llevan a una leptosolización antrópica, la cual origina Leptosoles háplicos y líticos cuando actúa sobre los Leptosoles climácicos en zonas de pendientes fuertes, Leptosoles ándicos procedentes de Andosoles ándicos y Regosoles lépticos cuando la leptosolización antrópica actúa sobre Andosoles vítricos.

Además la degradación de la cubierta vegetal de los suelos, supone una menor incorporación de materia orgánica a los mismos, un cambio en el edafoclima con menor aporte de agua, aumento de la evaporación y ruptura de la estabilidad de los complejos Al-humus y humus-alofana, con una rápida evolución de los geles amorfos hacia minerales cristalinos susceptibles de movilizarse vertical o lateralmente mediante procesos de argiluvación simultáneos a los de lixiviación que llevan a los Andosoles climácicos a evolucionar por degradación a Luvisoles ándicos, Alisoles lépticos y Alisoles aluándicos.

En definitiva, encontramos como secuencia de formación de suelos más característica: Leptosolización natural→emparedamiento→rejuvenecimiento→andosolización y como secuencia de procesos de degradación: Leptosolización antrópica (erosión)→degradación biológica→argiluvación→lixiviación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aboal Viñas JR. 1998. Los flujos netos hidrológicos y químicos asociados de un bosque de laurisilva en Tenerife. Tesis Doctoral on-line. Departamento de Biología Vegetal. Universidad de La Laguna.
- Armas-Espinel S, Hernández-Moreno JM, Muñoz-Carpena R, Regalado CM. 2003. Physical properties of "sorriba" cultivated volcanic soils from Tenerife in relation to andic diagnostic parameters. *Geoderma* 117(3-4):297-311.
- Blum WEH. 1998. Basic Concepts: Degradation, Resilience, and Rehabilitation. In: Lal R, Blum WEH, Valentin C, Stewart BA, editors. *Methods for assessment of soil degradation*. *Advances in Soil Science*. Boca Raton: CRC Press. p. 1-16.
- Blum WEH. 2002. Soil Quality Indicators based on Soil Functions. In: Rubio JL, Morgan RPC, Asins S, Andreu V, editors. *Man and Soil at the Third Millennium*. Logroño: Geofoma Ediciones. Vol. I. p. 149-151.
- Buol SW, Southard RJ, Graham RC, McDaniel PA. 2003. *Soil Genesis and Classification*. 5th Edition. Ames, Iowa: Iowa State Press.
- Dahlgren R, Shoji S, Nanzyo M. 1993. Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: Shoji S, Nanzyo M, Dahlgren RA, editors. *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. *Developments in Soil Science*, 21. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Publishers. p. 101-143.
- Diodato N, Ceccarelli M. 2004. Multivariate indicator kriging approach using a GIS to classify soil degradation for Mediterranean agricultural lands. *Ecological Indicators* 4:177-187.
- Duchaufour P. 1977. *Pedologie*. 1. Pédogenèse et classification. Paris: Masson Editeurs. 477 p.
- Elmholt S, Stenberg B, Gronlund A, Nuutinen V. 2000. Soil Stress, Quality and Care: Concluding remarks from discussions in working groups and plenary sessions of NJF-Seminar nº 310. In: *Soil Stresses, Quality and Care*. Proceedings from NJF Seminar 310, As (Norway) DIAS report nº 38. Danish Inst. of Agric. Science. p. 171-179.
- García-Alvarez A, Ibáñez JJ, Bello A. 2003. Soil functions, soil quality or soil health. Scientific, metaphorical or utilitarian concepts in soil sciences. In: Lobo MC, Ibáñez JJ, editors. *Preserving Soil Quality and Soil Biodiversity*. Madrid: IMIA-CSIC. p. 151-164.
- Guerra JA. 2011. Evaluación de la degradación de los suelos naturales de la isla de Tenerife. *Secuencias Edáficas evolutivas y regresivas*. Tesis Doctoral. Servicio de publicaciones de la Universidad de La Laguna. ISBN 978-84-7756-929-9.

- Hepper EN, Buschiazzi DE, Hevia GG, Urioste A, Antón L. 2006. Clay mineralogy, cation exchange capacity and specific surface area of loess soils with different volcanic ash contents. *Geoderma* 135:216-223.
- IGME. 1978. Mapa Geológico de España. Escala 1:25.000. Hojas y Memorias de la isla de Tenerife. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España: Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria.
- IUSS Working Group WRB. 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006. First Update 2007. World Soil Resources Report nº 103. Roma: FAO.
- Karlen DL, Andrews SS. 2000. The soil quality concept: A tool for evaluating sustainability. In: *Soil Stresses, Quality and Care. Proceedings from NJF Seminar 310, As (Norway) DIAS report nº 38.* Danish Inst. of Agric. Science. p. 15-26.
- Kimpe CR, Warkentin BP. 1998. Soil Functions and the Future of Natural Resources. In: Blume HP, Eger H, Fleischhauer E, Hebel A, Reijk C, Steiner KG, editors. *Towards Sustainable Land Use. Advances in GeoEcology* 31. Reiskirchen: Catena Verlag. Vol. I. p. 3 -10.
- Kleber M, Schwendenmann L, Veldkamp E, Rössner J, Jahn R. 2007. Halloysite versus gibbsite: silicon cycling as a pedogenetic process in two lowland neotropical rain forest soils of La Selva, Costa Rica. *Geoderma* 138(1-2):1-11.
- Mizota C, van Reeuwijk LP. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. *Soil Monograph* 2. Wageningen: ISRIC.
- Mizota C, Matsuhisa Y. 1995. Isotopic evidence for the eolian origin of quartz and mica in soils developed on volcanic materials in the Canary Archipelago. *Geoderma* 66(3-4):313-320.
- Morales D, González A, Jiménez MS. 2003. Ecofisiología de la laurisilva canaria. *Ecosistemas* 2003/1 (URL:www.aeet.org/ecosistemas/031/investigacion6.htm).
- Nagasawa K. 1978. Weathering of volcanic ash and other pyroclastic materials. In: Sudo T, Shimoda S, editors. *Clays and Clay Minerals of Japan. Developments in Sedimentology*, 26. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Publishers. p. 105-125.
- Nanzyo M, Dahlgren R, Shoji S. 1993. Chemical characteristics of volcanic ash soils. In: Shoji S, Nanzyo M, Dahlgren RA, editors. *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization. Developments in Soil Science*, 21. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Publishers. p. 145-187.
- Neris J, Jiménez C, Fuentes J, Morillas G, Tejedor M. 2012. Vegetation and land-use effects on soil properties and water infiltration of Andisols in Tenerife (Canary Islands, Spain). *Catena* 98:55-62.
- Neris J, Tejedor M, Rodríguez M, Fuentes J, Jiménez C. 2013. Effect of forest floor characteristics on water repellency, infiltration, runoff and soil loss in Andisols of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Catena* 108:50-57.
- Nortcliff S. 2002. Standardisation of soil quality attributes. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 88:161-168.
- Rodríguez Brito W, Hernández Hernández J, Niebla Tomé E. 1990. Garajonay, espacio humanizado. En: Pérez de Paz PL, editor. *Parque Nacional de Garajonay Patrimonio Mundial.* Madrid, España: ICONA, Cabildo Insular de La Gomera. p. 293-307.
- Rodríguez Rodríguez A, Mora Hernández JL. 2000. Los suelos. En: González Matos G, Pérez González R, editores. *Gran Atlas Temático de Canarias.* Santa Cruz de Tenerife. España: Interinsular Canaria. p. 107-120.
- Shoji S, Dahlgren RA, Nanzyo M. 1993. Genesis of volcanic ash soils. In: Shoji S, Nanzyo M, Dahlgren RA, editors. *Volcanic Ash Soils: Genesis, properties and utilization. Developments in Soil Science*, 21. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Singer A, Zarei M, Lange FM, Stahr K. 2004. Halloysite characteristics and formation in the northern Golan Heights. *Geoderma* 123:279-295.
- Singer MJ, Ewing S. 2000. Soil Quality. In: Summer ME, editor. *Handbook of Soil Science.* Boca Raton, FL: CRC Press. p. G-271/G-298.
- Soil Survey Staff. 1993. *Soil Survey Manual.* US Department of Agriculture Handbook 18. Washington, DC: US Government Printing Office.
- Soil Survey Staff. 1999. *Soil Taxonomy: A basic system of Soil Classification for making and interpreting soil surveys.* 2nd Edition. USDA, Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook nº 436. Washington, DC: US Government Printing Office. 870 p
- Thanachit S, Suddhiprakarn A, Kheoruenromne I, Gilkes RJ. 2006. The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. *Geoderma* 135:81-96.
- Ugolini FC, Dahlgren RA. 2003. Soil Development in Volcanic Ash. *Global Environment Research* 6:69-81.
- Vacca S, Capra GF, Coppola E, Rubino M, Madrau S, Colella A, Langella, A, Buondonno A. 2009. From andic non-allophanic to non-andic allophanic Inceptisols on alkaline basalt in Mediterranean climate. A toposquence study in the Marghine district (Sardinia, Italy). *Geoderma* 151:157-167.
- Verde JR. 2009. Influencia de los factores de formación y uso del suelo en las propiedades ándicas, formas y mecanismos de estabilización de carbono en suelos del Noroeste de la península ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.