

LA CIENCIA DEL SUELO

- ❖ ***LA GÉNESIS DE LOS SUELOS***
- ❖ ***LAS PROPIEDADES MACROMORFOLÓGICAS DEL SUELO***
- ❖ ***LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO***
- ❖ ***LAS PROPIEDADES QUÍMICAS DEL SUELO***
- ❖ ***LAS PROPIEDADES BIO - ORGÁNICAS DEL SUELO***
- ❖ ***EL ESTUDIO ESPACIAL DE LOS SUELOS***

LA GÉNESIS DE LOS SUELOS

PARTE 1

LA GÉNESIS DE LOS SUELOS

LOS FACTORES DE FORMACIÓN DEL SUELO

- ❖ El clima
- ❖ El material parental
- ❖ Los organismos
- ❖ El relieve
- ❖ El tiempo

LOS PROCESOS PEDOGENÉTICOS

- ❖ Los procesos globales
- ❖ Los procesos específicos



La Génesis de los suelos o **Pedogénesis** es aquella rama de la ciencia del suelo que estudia los **procesos** que le han dado a éste las características y propiedades que posee y los **factores** que han controlado el accionar de dichos procesos. Trata de establecer el origen del suelo y, en una fase más avanzada, de prever los cambios que sufrirá si varían las condiciones bajo las cuales está evolucionando.

De acuerdo con la definición de suelo que proponen Jaramillo et al (1994)¹, para poder establecer y entender la evolución del suelo se requieren ciertas interacciones con otras ciencias como la química, la física, la biología, la geología, la geomorfología, la climatología, la hidrología, la mineralogía, entre las más frecuentes. Estas proporcionan los conocimientos básicos acerca de los procesos y factores que intervienen en el desarrollo del suelo.

¹ JARAMILLO, D. F.; L. N. PARRA y L. H. GONZÁLEZ. 1994. El recurso suelo en Colombia: Distribución y Evaluación. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 88 p.

LOS FACTORES DE FORMACIÓN DEL SUELO

CAPÍTULO 1

CONTENIDO

- ❖ El clima
 - Las variables climáticas y la pedogénesis
 - Clasificación del clima
 - Propiedades del suelo afectadas por el clima

- ❖ El material parental
 - El origen del material parental
 - Rocas ígneas
 - Rocas sedimentarias
 - Rocas metamórficas
 - Sedimentos no consolidados
 - El componente inorgánico del material parental
 - Los minerales primarios
 - Los minerales secundarios y otros componentes de la fracción fina del suelo
 - Efectos del material parental sobre los suelos

- ❖ Los organismos
 - La biota del suelo
 - Clasificación
 - La microbiota del suelo
 - La meso y macrofauna del suelo
 - Efectos de la biota sobre el suelo
 - El hombre
 - La vegetación
 - Generalidades
 - Caracterización de la vegetación natural

- La materia orgánica del suelo
 - Tipos de materiales orgánicos del suelo
 - Transformación de los materiales orgánicos
 - El humus
 - Importancia de la materia orgánica en el suelo

- ❖ El relieve
 - Tipos de relieve
 - La vertiente
 - Características de la pendiente
 - Longitud
 - Gradiente
 - Forma
 - Orientación
 - Efectos de la pendiente sobre el suelo
 - Sobre la erosión
 - Sobre las condiciones de drenaje
 - Otras relaciones con el relieve

- ❖ El tiempo

OBJETIVOS

- ❖ Conocer los factores que controlan el desarrollo del suelo
- ❖ Conocer cómo se presentan los diferentes factores de formación de suelos en Colombia
- ❖ Conocer algunos sistemas de clasificación de los factores de formación utilizados comúnmente en Colombia
- ❖ Aprender a reconocer el efecto de los factores de formación en el suelo mediante la observación de algunas de sus propiedades fundamentales



n la década del 40, Jenny definió los factores que intervienen en la formación del suelo, mediante el siguiente modelo, sencillo sólo en su presentación:

$$S = f(C, MP, O, R, t) \quad [1.1]$$

Donde: *S*: Desarrollo del suelo.

C: Clima.

MP: Material parental.

O: Organismos.

R: Relieve.

t: Tiempo.

Según el modelo planteado, el desarrollo del suelo es función de la acción de un clima y sus organismos asociados sobre un material parental, bajo el control de un relieve, durante un determinado período de tiempo.

Los factores incluidos en la Ecuación 1.1 son los **Factores de Formación del Suelo** y son los que controlan el accionar de los procesos pedogenéticos, tanto en su tipo como en su intensidad, como se verá más adelante; a continuación se analizan los factores de formación desde el punto de vista del efecto que ejercen en la evolución del suelo.

1. EL CLIMA

1.1. LAS VARIABLES CLIMÁTICAS Y LA PEDOGÉNESIS

Los componentes climáticos básicos que mayor incidencia tienen en la evolución del suelo son: La **precipitación (P)** y la **temperatura (T)**; el **viento**, en la medida que condicione procesos de evaporación de agua desde la superficie del suelo, también juega un papel fundamental en la pedogénesis.

Aparte de los anteriores componentes básicos, hay un componente, derivado de ellos, que es quizás más decisivo en la evolución del suelo y es la **evapotranspiración potencial (ETP)**. Ésta determina la cantidad de agua necesaria para suplir las necesidades de las plantas y de la evaporación características de la zona que se estudia. Cuando se sustrae este consumo del aporte de agua que hace la precipitación ($P - ETP$), la cantidad que queda es la cantidad de agua disponible para realizar alguna actividad en el suelo. La evapotranspiración depende de la temperatura y mientras mayor sea ésta, mayor es la evapotranspiración. En la Figura 1.1 se ilustra la importancia de dicho componente climático.

Se observa en la Figura 1.1 que, a pesar de que ambas regiones tienen cantidades similares de precipitación al año, 1099 mm en Zipaquirá y 1122 mm en Flandes, presentan diferencias importantes en sus correspondientes ETP anuales estimadas: 614 y 1648 mm respectivamente; si se hace la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial ($P - ETP$) para cada

región, se obtiene que en Zipaquirá hay un exceso de agua aportada por la precipitación de 485 mm, mientras que en Flandes hay un déficit de agua de 526 mm al año; incluso, obsérvese que el déficit de agua se presenta en la región que tiene mayor precipitación.

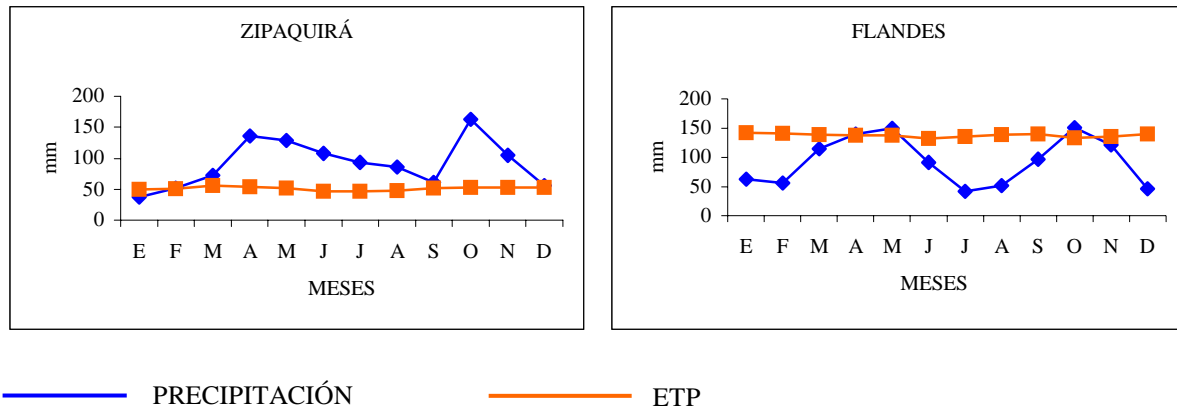


FIGURA 1.1. Comportamiento de la precipitación y la evapotranspiración potencial (ETP) en dos regiones de clima contrastante de Colombia: Zipaquirá (Cundinamarca, 3000 msnm) y Flandes (Tolima, 286 msnm). (ETP mensual = $T^{\circ}\text{C} \times 4.91$, según Holdridge, 1979). Con base en datos de Forero et al (1981).

Las diferencias anotadas en el párrafo anterior se deben al comportamiento diferente de la ETP en cada una de las regiones, afectada ampliamente por la temperatura; estas condiciones cambian todas las relaciones hídricas del suelo.

De acuerdo con los resultados de la Figura 1.1, en los suelos de Zipaquirá hay una mayor cantidad de agua interactuando con ellos durante más tiempo y, por tanto, es de esperarse que tengan menor contenido de bases y condiciones más ácidas, que los de la otra región, debido a que el exceso de humedad produce un lavado intenso de sustancias que no se produce en Flandes, porque allí todo el tiempo hay déficit de agua en los suelos.

Las relaciones hídricas, expuestas anteriormente, se ven afectadas por la **distribución** con la cual se presente la precipitación a través del año; son diferentes los efectos de las precipitaciones abundantes, pero concentradas en pocos meses a los de cantidades similares de lluvia anual, repartidas en pequeñas cantidades todos los meses. En la Figura 1.1 se observa que, aunque la distribución de la precipitación en ambas regiones es bimodal (dos períodos muy húmedos y dos menos húmedos), el primer período húmedo en Zipaquirá es mucho más extenso que en Flandes, lo que genera una mayor actividad hídrica en los suelos de la primera región.

Pedogenéticamente, condiciones contrastantes de humedad y sequía favorecen procesos de **translocaciones** en el suelo, en tanto que condiciones de humedad permanente, sin saturación, favorecen **transformaciones y pérdidas** (ver Capítulo 2); además, las posibilidades de uso del suelo cambian, con lo cual se afectan procesos relacionados con la parte orgánica y biótica del mismo.

En Colombia se presentan variadas condiciones de precipitación que incluyen desde áreas casi desérticas, como el norte de la península de la Guajira, hasta las zonas pluviales de la región del

Pacífico: Mesa et al (1997) documentan que, en los alrededores de Quibdó, la precipitación media anual llega a los 14000 mm; en la Figura 1.2 se presenta la distribución de las condiciones de humedad ambiental en Colombia, generalizadas del mapa de **zonas de vida** de Holdridge, presentado por Malagón et al (1995).

Con respecto a la temperatura ambiental o del aire, se ha establecido una relación inversa entre la temperatura y la **altitud** de un sitio específico; sin embargo, en Colombia las temperaturas son disimétricas entre las diferentes cordilleras y entre las diferentes vertientes de la misma cordillera, como lo demuestran los trabajos de Flórez (s.f.) y de Flórez, citado por García (s.f.). Flórez (s.f.), por ejemplo, encontró en la cordillera occidental un gradiente térmico de 0.6 °C por cada 100 m de altitud, para la vertiente oriental y de 0.65 °C por cada 100 m, para la vertiente occidental. Ésto significa que la vertiente oriental de esta cordillera es más caliente que la occidental.

RECORDAR

- La ETP es un buen estimador de la cantidad de agua disponible para la pedogénesis; depende de la temperatura: $a > temperatura > ETP$.
- La distribución de la precipitación genera diferencias climáticas importantes.
- $A > altitud < temperatura$ pero los gradientes son diferentes según la vertiente que se analice.
- La mayor parte del territorio colombiano está en el piso cálido y es húmedo.
- La zona más seca de Colombia: Alta y media Guajira.
- La zona más húmeda de Colombia: Centro del departamento del Chocó.

1.2. CLASIFICACIÓN DEL CLIMA

En Colombia ha tenido gran difusión y uso el sistema de clasificación del clima mediante las **Zonas de Vida** propuesto por Holdridge (Holdridge, 1979). La unidad natural climática básica de su sistema de clasificación la denomina **Zona de Vida** y es un área que tiene iguales condiciones de **biotemperatura** (rango de temperatura en el cual hay crecimiento vegetal; se encuentra entre 0 y 30 °C) promedia anual, **precipitación** promedia anual y **condición de humedad**, dada por la ETP; en cada zona de vida se producen asociaciones vegetales con características fisionómicas muy particulares que obedecen al control que ejercen los factores climáticos sobre ellas.

Como se mencionó, uno de los componentes de la zona de vida es la biotemperatura, la cual está controlada por la altura sobre el nivel del mar, es decir, por los **pisos altitudinales**. La relación entre estos dos parámetros se presenta la Tabla 1.1.

El nombre de la **zona de vida** está conformado por la condición de humedad (letras minúsculas en el símbolo), seguido por el piso altitudinal (letras mayúsculas en el símbolo); Espinal (1991) describe para Colombia 23 zonas de vida, las cuales se resumen en la Tabla 1.2 con su respectivo rango de precipitación.

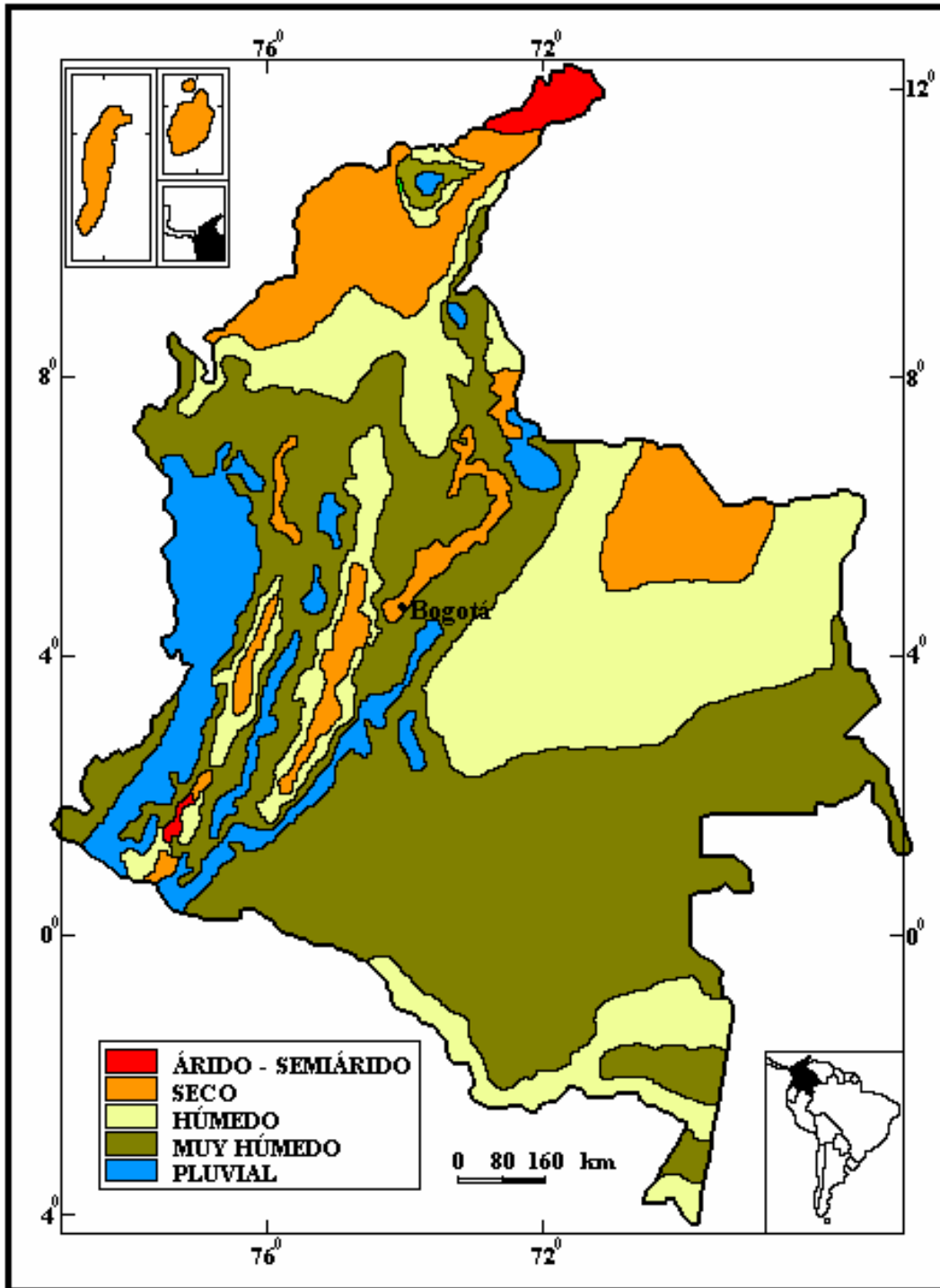


FIGURA 1.2. Distribución de las condiciones de humedad en Colombia (Generalizadas a partir del mapa de zonas de vida presentado por Malagón et al, 1995).

TABLA 1.1. Pisos altitudinales climáticos y su temperatura característica en el sistema de clasificación de zonas de vida de Holdridge. (Tomados de Espinal, 1991).

PISO ALTITUDINAL	ALTITUD (msnm)	BIOTEMPERATURA (°C)
Tropical	0 - 1000	> 24
Premontano	1000 - 2000	18 - 24
Montano bajo	2000 - 3000	12 - 18
Montano	3000 - 4000	6 - 12
Subalpino	4000 - 4500	3 - 6
Alpino	4500 - 4800	1.5 - 3
Nival	> 4800	< 1.5

TABLA 1.2. Zonas de vida de Colombia, según Holdridge, tomadas de Espinal (1991).

ZONA DE VIDA		PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL (mm)
NOMBRE	SÍMBOLO	
Matorral desértico tropical	md - T	125 - 250
Monte espinoso tropical	me - T	250 - 500
Bosque muy seco tropical	bms - T	500 - 1000
Bosque seco tropical	bs - T	1000 - 2000
Bosque húmedo tropical	bh - T	2000 - 4000
Bosque muy húmedo tropical	bmh - T	4000 - 8000
Bosque pluvial tropical	bp - T	> 8000
Monte espinoso premontano	me - PM	250 - 500
Bosque seco premontano	bs - PM	500 - 1000
Bosque húmedo premontano	bh - PM	1000 - 2000
Bosque muy húmedo premontano	bmh - PM	2000 - 4000
Bosque pluvial premontano	bp - PM	> 4000
Bosque seco montano bajo	bs - MB	500 - 1000
Bosque húmedo montano bajo	bh - MB	1000 - 2000
Bosque muy húmedo montano bajo	bmh - MB	2000 - 4000
Bosque pluvial montano bajo	bp - MB	> 4000
Bosque húmedo montano	bh - M	500 - 1000
Bosque muy húmedo montano	bmh - M	1000 - 2000
Bosque pluvial montano	bp - M	> 2000
Páramo subalpino	p - SA	> 500
Páramo pluvial subalpino	pp - SA	> 500
Tundra pluvial alpina	tp - A	> 500
Nival	N	-

Aparte del sistema de clasificación de zonas de vida, García (s.f.) ha propuesto establecer cinco pisos bioclimáticos para Colombia; se basa en observaciones de clima y vegetación hechas por él y por Flórez (s.f.) y Salamanca (s.f.) en varios transectos realizados en las cordilleras colombianas. Estos autores encontraron variaciones en los límites de los pisos climáticos propuestos en las diferentes vertientes de las cordilleras, como se muestra en la Figura 1.3.

Forero et al (1981) hicieron una clasificación climática en la cuenca del río Bogotá que fue bastante satisfactoria, sobre todo porque se relacionó muy bien con la distribución y grado de evolución de los suelos; en este ensayo se utilizaron los criterios de piso altitudinal e **índice de humedad** (medida de la condición de humedad ambiental) para caracterizar la unidad climática, teniendo en cuenta los valores que se exponen en la Tabla 1.3.

En la propuesta de Forero et al (1981) el índice de humedad corresponde al índice de humedad de Thornthwaite, el cual se calcula con la siguiente relación:

$$IH = \frac{(100 \times E) - (60 \times D)}{ETP} \quad [1.2]$$

donde: *IH*: Índice de humedad.

E: Exceso de humedad anual, de acuerdo con el balance hídrico.

D: Déficit de humedad anual, de acuerdo con el balance hídrico.

ETP: Evapotranspiración potencial total anual.

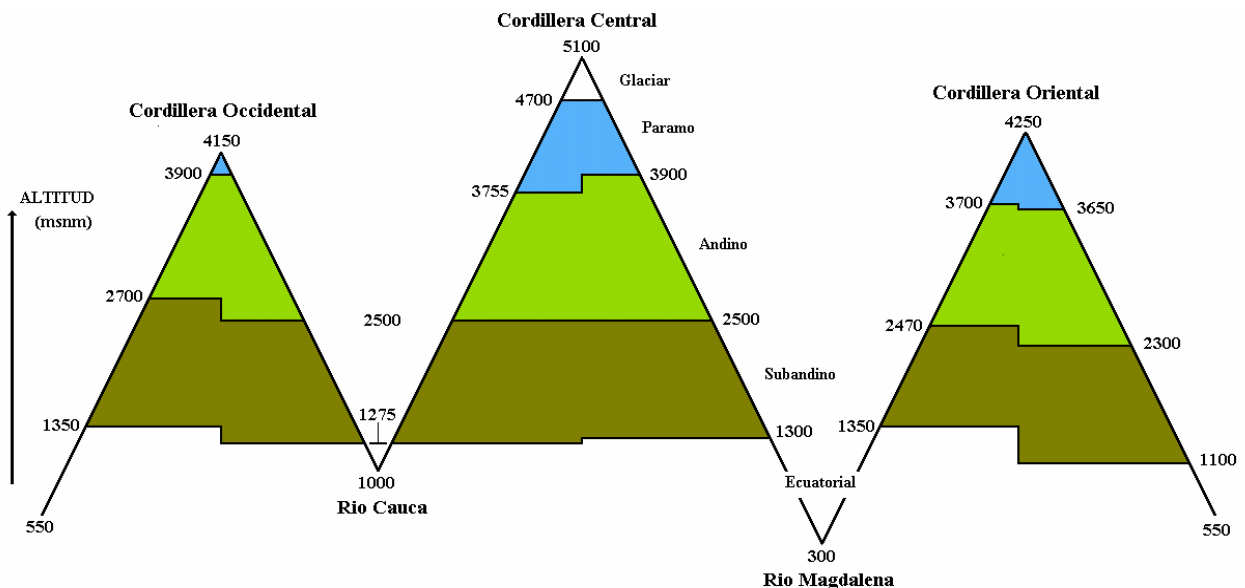


FIGURA 1.3. Límites de los pisos altitudinales en las diferentes vertientes de las cordilleras colombianas en tres transectos en el centro del país (simplificado de Salamanca, s.f.).

En Colombia, según estudios del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 1985), la mayor parte del territorio está ubicada en el piso altitudinal cálido, como puede apreciarse en la Tabla 1.4. Además, el IGAC está trabajando en el ajuste de una propuesta de clasificación climática, muy similar a la de zonas de vida de Holdridge (Malagón et al, 1995).

1.3. PROPIEDADES DEL SUELO AFECTADAS POR EL CLIMA

Con base en la revisión que realizó Mejía (1981), acerca del efecto del clima sobre las propiedades de los suelos, se elaboraron las gráficas que se exponen en la Figura 1.4; en éstas pueden apreciarse las tendencias generales que presentan algunas de las propiedades edáficas que más se relacionan con el clima.

TABLA 1.3. Parámetros utilizados para caracterizar las condiciones climáticas en la cuenca del río Bogotá, según Forero et al (1981).

PISO ALTITUDINAL (msnm)		ÍNDICE DE HUMEDAD	
NOMBRE	RANGO DE ALTITUD	NOMBRE	RANGO DE VALOR
Cálido	0 - 1000	Muy húmedo	> 100
Templado	1000 - 2000	Húmedo	20 a 100
Frío	2000 - 3000	Subhúmedo	5 a 20
Subpáramo	3000 - 3500	Subhúmedo seco	-5 a 5
Páramo	3500 - 4800	Semiárido	-20 a -5
		Árido	-40 a -20
		Muy árido	< -40

TABLA 1.4. Extensión de los pisos climáticos en Colombia, según el IGAC (1985).

PISO ALTITUDINAL	ALTITUD msnm	ÁREA	
		ha	%
Cálido	0 – 1000	93 257 025	81.7
Medio	1000 – 2000	10 365 550	9.1
Frío	2000 – 3000	7 576 350	6.6
Muy frío	3000 – 4000	2 788 100	2.4
Nival	> 4000	187 775	0.2
		114 174 800	100

De las gráficas de la Figura 1.4, se establece que al aumentar la precipitación se incrementan los contenidos de materia orgánica (MO) y de partículas de tamaño arcilla en el suelo, así como la profundidad a la cual se acumulan los carbonatos y los valores de las pérdidas de sílice del mismo. Además, los valores de los contenidos de bases, de aluminio y de hidrógeno, el grado de agregación y la capacidad de intercambio catiónico (CIC) (ver Capítulo 13) cambian radicalmente su comportamiento, después de ciertos valores de precipitación, debido a que empieza a generarse un exceso de agua en el suelo que incrementa la lixiviación de bases, la acumulación de iones ácidos y la formación de arcillas de baja actividad (ver página 37).

Con respecto a la influencia de la temperatura, los contenidos de materia orgánica y de nitrógeno disminuyen drásticamente al incrementarse aquella, situación que explica, en parte, los bajos contenidos de materia orgánica presentes en los suelos de clima cálido y los altos de aquellos ubicados en climas fríos. No sobra aclarar, sin embargo, que los comportamientos descritos anteriormente se manifiestan siempre y cuando los demás factores de formación se presenten en condiciones similares, dejando variable solamente el clima.

En la Tabla 1.5 se ilustran algunos de los efectos que tienen los cambios en las condiciones climáticas sobre algunas propiedades del horizonte superficial de dos Alfisoles derivados de arcillolitas de una misma Formación geológica en Antioquia.

Los resultados de la Tabla 1.5 evidencian el intenso proceso de lixiviación que ha sufrido el suelo del clima más húmedo, el cual puede comprobarse por el bajo valor del **pH** (ver Capítulo 14), el menor contenido de **bases** y por la presencia de **aluminio intercambiable** que hay en él. También se presenta una alteración fuerte en la mineralogía de la fracción arcilla del suelo de

clima húmedo, ya que no presenta **propiedades vérticas** (ver numeral 2.5.4 del Capítulo 20); ésto implica que ha tenido una fuerte transformación de los filosilicatos que los ha llevado, posiblemente, hasta formar minerales de tipo 1:1 (ver numeral 2.2.2 de este capítulo).

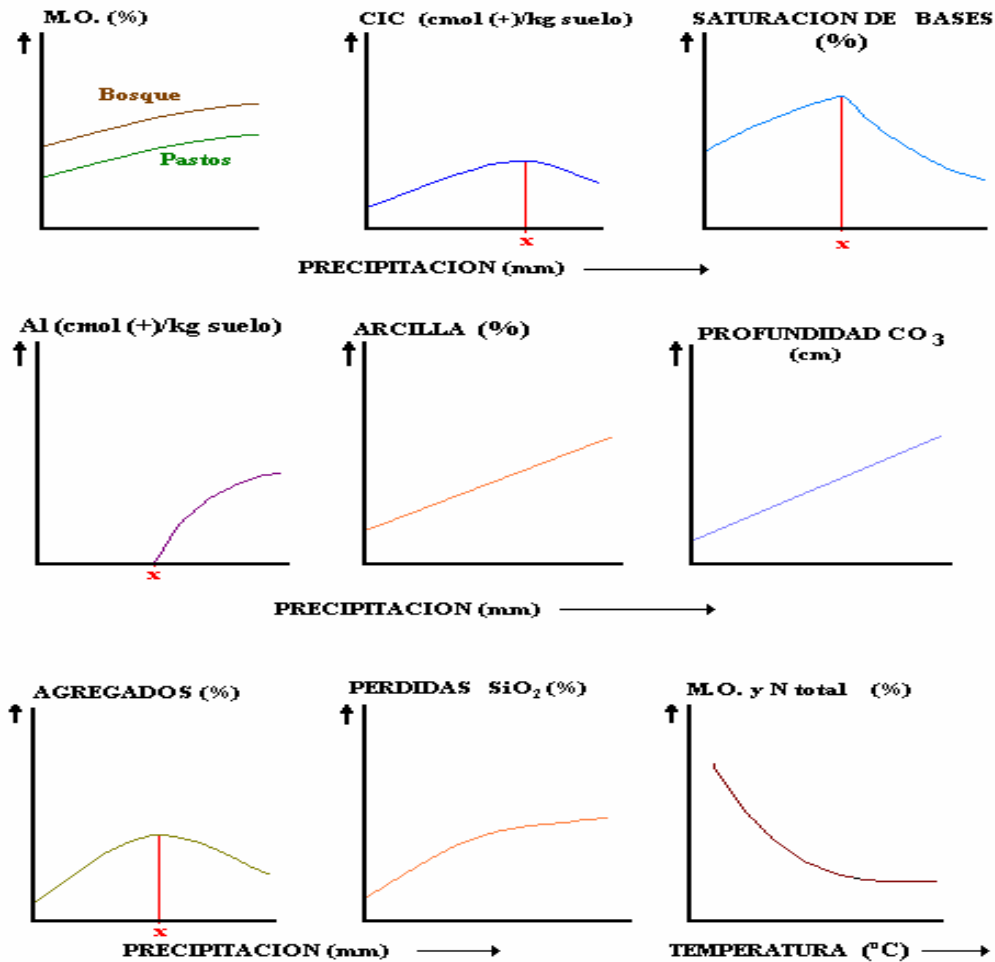


FIGURA 1.4. Algunas relaciones básicas generales entre el clima y propiedades seleccionadas del suelo. (Con base en información de Mejía, 1981).

TABLA 1.5. Algunas propiedades del horizonte superficial de dos Alfisoles derivados de arcillolitas de la Formación Amagá, en dos climas diferentes y con pendiente entre 7 y 12%. Resultados de Jaramillo (1997a, b).

Zona de vida (msnm)	Arcilla (%)	pH Agua	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]				Clasificación taxonómica según SSS* (1994)
			Al	Ca	Mg	K	
bs-T (600)	42	6.2	0.0	10.3	7.6	0.31	Vertic Haplustalf
bmh-PM (1600)	40	4.5	5.6	5.1	3.8	0.27	Typic Hapludalf

* Soil Survey Staff (ver Capítulo 20).

Debido a que en Colombia predominan las condiciones de clima cálido y húmedo, es de esperarse que la mayor parte de los suelos del país estén caracterizados por poseer contenidos importantes de arcillas de baja actividad, medios a bajos contenidos de materia orgánica, bajos contenidos de bases y valores bajos de CIC y de pH.

2. EL MATERIAL PARENTAL

El material parental del suelo está compuesto por aquellos materiales que le dan origen, ya sean **saprolitos** (algunos de los productos de la alteración de las rocas) o **sedimentos no consolidados**, de cualquier procedencia y composición; en esta parte del documento no se tendrán en cuenta los materiales parentales de origen orgánico puesto que los más abundantes son los inorgánicos.

La identificación del material parental del suelo debe hacerse, en lo posible, en el campo pues en algunos mapas geológicos, por problemas de escala, tanto cartográfica como del detalle de trabajo, no se representan algunos depósitos sedimentarios superficiales y de poco espesor que son propiamente el material parental de los suelos de la región que se estudia; en éstos casos se comete el error de tomar como material parental del suelo el material litológico subyacente, situación que puede llevar a graves errores de trabajo e interpretación.

2.1. EL ORIGEN DEL MATERIAL PARENTAL

Como se mencionó, los materiales parentales del suelo pueden provenir de las rocas de la corteza terrestre; estas rocas se originan mediante los procesos globales que se esquematizan en la Figura 1.5 y muestran la génesis y las interrelaciones entre ellas en un ciclo teórico de las rocas.

En el gráfico de la figura mencionada en el párrafo anterior, se observa que inicialmente se tiene un **magma**, es decir, un material fundido en el cual están presentes los elementos que luego van a formar los diferentes minerales que harán parte fundamental de las rocas **Ígneas**.

Una vez formadas las rocas ígneas, ellas pueden ser sometidas a dos procesos fundamentales: **Erosión** o **Metamorfismo** (altas presiones y/o temperaturas). Con el primero se llegan a producir depósitos de sedimentos y con el segundo se forman, en consecuencia, las rocas **Metamórficas**; éstas también pueden sufrir procesos de erosión, con la consiguiente formación de sedimentos; todos los sedimentos pueden ser sometidos a **Diagénesis** o **Litificación** (compactación, cementación, etc.) y dar origen a las rocas **Sedimentarias**, que también estarán sujetas a procesos de metamorfismo o de erosión, produciéndose los resultados ya descritos.

Los sedimentos también pueden sufrir procesos de erosión; se reciclan en nuevos depósitos hasta llegar a tener una situación estable que les permite formar las rocas sedimentarias correspondientes. Finalmente, todas las rocas pueden ser sometidas a procesos que las llevan nuevamente a fundirse a grandes profundidades y a retornar al estado de magma.

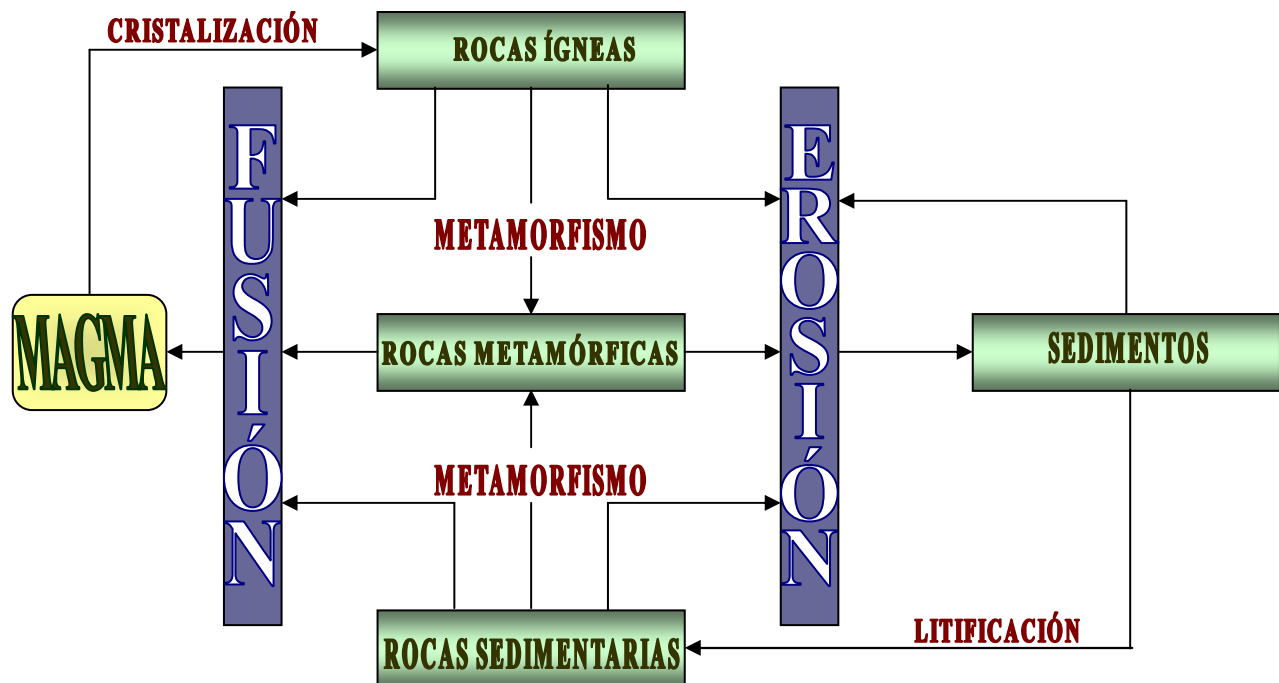


FIGURA 1.5. El ciclo de las rocas.

Como se ha descrito anteriormente, los materiales parentales del suelo pueden provenir de materiales que originalmente estaban consolidados, es decir, de rocas; éstas, desde el punto de vista de su origen se clasifican en tres grandes grupos generales: rocas **Ígneas**, rocas **Sedimentarias** y rocas **Metamórficas**. Además, pueden provenir de materiales no consolidados, es decir, de los **Sedimentos**. Las principales características de estos grupos se exponen a continuación.

2.1.1. Rocas ígneas

Estas rocas son aquellas que se forman por la dinámica de un magma, la cual se expresa en dos procesos fundamentales: **enfriamiento** y/o **fragmentación**. Las condiciones bajo las cuales se produce el enfriamiento determinan la **textura de la roca**, o sea, el tipo, el tamaño, la forma, el arreglo espacial y el grado de cristalinidad de sus componentes. La fragmentación del magma comprende, según Cashman et al (2000), aquellos procesos que lo transforman de un líquido con burbujas de gas dispersas en él en un gas con gotas líquidas dispersas en él o en partículas sólidas aisladas; es un fenómeno particularmente importante cuando se presentan erupciones volcánicas, sean **magmáticas** o secas, en las cuales el magma sólo tiene gases disueltos o **freatomagmáticas** o húmedas que corresponden según Marrissey et al (2000) a la interacción de un magma o de una lava con una masa de agua externa. La composición original del magma y su dinámica determinan la composición química de las rocas que se originen de él.

El magma original del cual se forman las rocas ígneas puede solidificarse bajo diferentes condiciones de profundidad en la corteza terrestre y, por consiguiente, bajo diferentes condiciones

de presión y temperatura; estas condiciones controlan el grado de desarrollo de los cristales que conforman la roca y pueden producir tres subtipos generales de ellas.

2.1.1.1. Rocas intrusivas o plutónicas

Son aquellas rocas ígneas que se derivan de un magma solidificado a grandes profundidades y altas temperaturas (Grove, 2000); esta condición favorece el mantenimiento de un magma relativamente fluido durante largos períodos de tiempo, con cambios de temperatura muy graduales durante el proceso de enfriamiento; por esta razón, los minerales que se van formando desarrollan una masa de cristales grandes y bien definidos que ocupan todo el espacio disponible y dan origen a una roca de textura granular relativamente gruesa o **fanerítica** (Tarbuck y Lutgens, 1999). Ejemplos de rocas de esta naturaleza son: el granito, la cuarzodiorita y el gabro, comunes en nuestro medio.

Este grupo de rocas es especialmente abundante en la parte media y norte de la cordillera central colombiana, en la Sierra Nevada de Santa Marta, en las serranías del norte de la cordillera occidental y en los afloramientos del escudo guayanés, en los límites con Venezuela.

2.1.1.2. Rocas extrusivas

También llamadas **efusivas** o **volcánicas**, se pueden desarrollar a partir de un magma que se solidifica en la superficie terrestre (lavas). Este enfriamiento es rápido, por lo cual no hay tiempo para que se formen cristales grandes desarrollándose una textura conocida como **afanítica**, es decir, de cristales no observables a simple vista (Tarbuck y Lutgens, 1999); son dominantes en las áreas cordilleranas del sur de Colombia y en las serranías del pacífico chocoano.

Al grupo de las extrusivas pertenecen rocas como la riolita, la andesita y el basalto; se presentan también algunas rocas formadas, principalmente, por **vidrio volcánico** (material sin estructura interna), las cuales, debido a su enfriamiento extremadamente rápido, no forman cristales y por tanto desarrollan una textura **vítrea**. Los principales ejemplos de este grupo de rocas son la obsidiana y la pumita (piedra pómez).

También se forman rocas efusivas por la litificación de materiales que componen depósitos piroclásticos y son llamadas **rocas piroclásticas**. Cashman et al (2000) definen **piroclasto** como todo fragmento sólido que es expulsado por los volcanes durante sus erupciones. Los depósitos piroclásticos se originan por la acumulación de los productos de la fragmentación de un magma o de la acción directa de un magma sobre las rocas preexistentes en las estructuras volcánicas. Estas rocas se clasifican teniendo en cuenta el tamaño de las partículas o piroclastos que las forman y, según Fisher y Schminke (1984), reciben los nombres que se dan en la Tabla 1.6.

2.1.1.3. Rocas hipoabisales

Son rocas formadas a partir de magmas que se solidifican en condiciones intermedias de profundidad entre los dos grupos anteriores. Algunos minerales son grandes y bien definidos y se llaman **fenocristales**, mientras que otros no alcanzan tal desarrollo; por esto, la roca adquiere una

textura en la cual se ven los fenocristales embebidos en una masa de textura afanítica o vítrea, llamada matriz; esta textura se llama **porfídica** y las rocas que la presentan se llaman **pórfidos** (Tarbuck y Lutgens, 1999).

TABLA 1.6. Clasificación de algunas rocas piroclásticas, según Fisher y Schminke (1984).

ROCA	NOMBRE DE LAS PARTÍCULAS INDIVIDUALES	TAMAÑO DE LOS PIROCLASTOS (mm)*
Aglomerado o Brecha volcánicos	Bombas y bloques	Mayor de 64
Roca de lapilli	Lapilli	64 – 2
Toba	Ceniza	Menor de 2

* Tomados de Wolff y Sumner (2000).

Según Rogers y Hawkesworth (2000) la clasificación de las rocas ígneas se basa en dos criterios fundamentales: la **composición mineralógica** y la **composición química**. En la composición mineralógica se tienen en cuenta el contenido de cuarzo, el contenido de feldespato y el tipo de plagioclasa. Por ejemplo, un basalto o un gabro presentan una mineralogía dominada por piroxeno y plagioclasa, con algo de olivino y anfíbol; en una andesita o una diorita predomina ampliamente la plagioclasa y tiene, además, anfíboles, piroxeno y feldespato alcalino; en los granitos y las riolitas son abundantes el cuarzo, la plagioclasa y el feldespato alcalino, con algo de mica y anfíboles.

Con respecto a la composición química se tienen en cuenta los contenidos elementos **mayores** y **menores**, expresados porcentaje en peso de sus óxidos y los elementos **traza**, que se expresan como partes por millón (ver numeral 2.1.5 del Capítulo 12) del elemento solo.

Los elementos mayores son aquellos cuyos óxidos se presentan con una abundancia de más del 1% por peso, siendo los más frecuentes SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, CaO, MgO y Na₂O; los elementos menores se caracterizan porque sus óxidos representan entre 1 y 0.1% por peso y son frecuentes K₂O, TiO₂, MnO y P₂O₅; en los elementos traza los óxidos aportan menos del 0.1% por peso a la composición y son importantes elementos como V, Cr, Ni, Rb, Sr, Zr, Ba, entre otros.

Debido a que la composición de las rocas es muy variable, con fines de clasificación se han diseñado gráficos especiales llamados **diagramas de variación** que relacionan la abundancia que presentan determinados óxidos en la roca; en ellos establecen rangos de variación que utilizan para definir grupos de composición que caracterizan las diferentes rocas. Rogers y Hawkesworth (2000) dicen que un gráfico muy utilizado para clasificar rocas ígneas es el diagrama que relaciona la abundancia de SiO₂ contra el contenido total de álcalis, representado por la suma (Na₂O + K₂O). Del diagrama presentado por los autores citados se establece, por ejemplo, que un basalto o un gabro tienen entre ~45 y ~52% de SiO₂ y menos de 5% de (Na₂O + K₂O) y que una andesita o una diorita tienen entre ~56 y ~63% de SiO₂ y entre ~5.5 y ~7% de (Na₂O + K₂O).

Nótese que en los ejemplos que se han dado en los párrafos anteriores se hace mención a dos rocas de nombre diferente pero que tienen las mismas características composicionales. Ésto se debe a que, como se mencionó al inicio de este aparte, un magma puede solidificar bajo diferentes

condiciones, produciendo rocas de diferente textura. Lo anterior implica entonces que hay una roca con textura fanerítica (intrusiva) que tiene una roca equivalente en composición pero con textura afanítica (extrusiva); éste es el caso del gabro (intrusiva) y del basalto (extrusiva), por ejemplo.

Desde un punto de vista práctico, con el fin de definir el material parental del suelo en el campo, las rocas ígneas se clasifican como se muestra en la Tabla 1.7, excluyendo las piroclásticas y las hipoabisales.

TABLA 1.7. Clasificación de campo de las rocas ígneas. (Simplificada de una adaptación no publicada de Parra, L. N., profesor Universidad Nacional de Colombia, Medellín).

CONTENIDO DE CUARZO (%)*	ROCAS INTRUSIVAS	ROCAS EXTRUSIVAS
0 a 20	Sienitoides, Gabroides o Dioritoides**	Traquitoides, Andesitoides o Basaltoides**
20 a 60	Granitoides	Riolitoides o Dacitoides**

* Respecto al contenido de minerales claros. ** El nombre depende de la cantidad y tipo de plagioclasa presente.

En las clasificaciones más detalladas se encuentran, en el grupo de las **sienitoides** todos los tipos de sienitas y monzonitas; en las **gabroides** o **dioritoides** se ubican la anortosita, la diorita, el gabro, la cuarzodiorita y todas las variantes de ellas; en las **granitoides** están los granitos, la granodiorita y la tonalita.

En las rocas volcánicas, las traquitoides comprenden todas las traquitas y las latitas; las andesitas y los basaltos se ubican en el grupo de las andesitoides o basaltoides; las riolitas en las riolitoides y las dacitas en las dacitoides.

Frecuentemente se han utilizado otros criterios diferentes a los de clasificación expuestos anteriormente para hacer agrupaciones prácticas de las rocas ígneas y uno de los más utilizados ha sido la coloración de ellas; la coloración de la roca depende de la proporción en que se encuentren minerales de diferente color y para agruparlos se han definido dos clases de minerales: **félsicos** o claros y **máficos** u oscuros. Según Tarbuck y Lutgens (1999) las rocas ígneas se han agrupado (no clasificado) por dichos criterios como sigue:

- **Rocas félsicas o graníticas.** También llamadas **ácidas**, son aquellas en las cuales predominan los minerales claros. Presentan menos de 15% de máficos y sus minerales dominantes son cuarzo, ortoclasa y plagioclasa, aunque pueden tener piroxenos, anfíboles y biotita. Ejemplos: granito, dacita, riolita.
- **Rocas intermedias o andesíticas.** Rocas compuestas principalmente por ortoclasa y plagioclasa, que pueden presentar piroxenos, anfíboles y biotita; la cantidad de máficos puede variar entre 15 y 40%. Ejemplos: andesita, diorita, sienita.
- **Rocas máficas o basálticas o básicas.** Son rocas que presentan más de 40% de minerales máficos y están compuestas principalmente por plagioclasa cálcica y piroxeno, con olivino y anfíboles. Ejemplos: basalto, gabro.
- **Rocas ultramáficas o ultrabásicas.** Rocas compuestas casi que exclusivamente por minerales oscuros, principalmente piroxenos, olivino y/o anfíboles, con algo de

plagioclasa cálcica. Representantes de este grupo son la dunita (olivino casi exclusivamente) y la peridotita (piroxeno, olivino y anfíbol).

2.1.2. Rocas sedimentarias

Estas rocas se forman por litificación de sedimentos no consolidados que pueden ser producto de la acumulación de fragmentos de rocas preexistentes erosionadas o de la precipitación de compuestos químicos y/o de restos orgánicos; para su clasificación se tiene en cuenta la textura y, en algunos casos, su composición; con respecto a la textura se definen dos grandes grupos:

2.1.2.1. Rocas clásticas

Aquellas formadas por consolidación de fragmentos de rocas y/o minerales preexistentes. En este caso la formación rocosa se presenta **estratificada**, es decir, formando capas que indican diferentes épocas y/o condiciones de sedimentación. Para establecer el tipo específico de roca se tiene en cuenta el tamaño de los **clastos** o fragmentos que componen su matriz, siendo las principales las que se resumen en la Tabla 1.8.

TABLA 1.8. Clasificación de las rocas sedimentarias clásticas (tomada de Tarbuck y Lutgens, 1999).

SEDIMENTO INICIAL		NOMBRE DE LA ROCA	
TAMAÑO (mm)	NOMBRE		
Mayor a 2	Grava Redondeada	Conglomerado	
	Grava Angulosa	Brecha sedimentaria	
2 a 0.05	Arenas		Cuarzoarenita (Predomina el cuarzo)
		Areniscas	Arcosa (Cuarzo y abundante feldespato)
			Grauvaca (Cuarzo, feldespato y arcilla)
0.05 a 0.002	Limo	Limolita	
Menor a 0.002	Arcilla	Arcillolita, Lutita*	

* Generalmente es una mezcla de arcilla y limo; también se conoce como Shale.

2.1.2.2. Rocas no clásticas

Son aquellas que se forman por precipitación de productos químicos: **Rocas sedimentarias químicas**, o por acumulación de residuos de organismos: **Rocas sedimentarias orgánicas**. En este grupo de rocas se tiene como criterio de clasificación su composición o el tipo de organismo, como lo muestra la Tabla 1.9.

TABLA 1.9. Clasificación de las rocas sedimentarias no clásticas (tomada de Tarbuck y Lutgens, 1999).

TIPO DE ROCA	COMPONENTES	NOMBRE DE LA ROCA
QUÍMICAS	CaCO ₃ (calcita)	Caliza
	(Ca, Mg) (CO ₃) ₂ (dolomita)	Dolomía (dolomita)
	SiO ₂ (sílice)	Sílex (Chert)
	NaCl (halita)	Roca de Sal
	CaSO ₄ .2H ₂ O (yeso)	Yeso
	Restos vegetales	Carbón
	Conchas de organismos marinos cementadas	Coquina

Entre los grupos de rocas, las sedimentarias son las que mayor área superficial ocupan en Colombia, como puede apreciarse en la Figura 1.6. Se presentan en amplias zonas de la amazonia, la orinoquia, la cordillera oriental, serranías del litoral pacífico y del caribe y en la alta Guajira.

2.1.3. Rocas metamórficas

Estas rocas se originan a partir de rocas preexistentes, cuando son sometidas a altas presiones y/o temperaturas, así como a la acción de fluidos químicamente activos, produciéndose cambios químicos y/o estructurales en los minerales de las rocas originales; estos cambios producen un reordenamiento y/o segregación de los minerales en las rocas, que puede expresarse en una orientación paralela de los mismos o **foliación**, la cual puede manifestarse de tres formas, según Tarbuck y Lutgens (1999):

- **Pizarrosidad:** Son capas paralelas, delgadas y planas formadas por microcristales de micas. Los planos de foliación no son apreciables a simple vista.
- **Esquistosidad:** Son láminas delgadas formadas por la orientación de minerales de tamaño mayor que en la pizarrosidad y que le dan a la roca un aspecto escamoso.
- **Neisoidad:** Es un bandeamiento de la roca originado por la segregación de minerales en el cual cada banda tiene una composición mineralógica definida y diferente de la adyacente.

En las rocas que originalmente eran monomineralógicas, el metamorfismo produce un reordenamiento de los minerales que no conlleva a foliación y, por tanto, la roca metamórfica producida tiene una apariencia **masiva**.

Para la clasificación de las rocas metamórficas se tiene en cuenta, fundamentalmente, la presencia o ausencia de foliación. Si ésta se presenta, la roca toma el nombre objetivado del tipo de foliación correspondiente, así: si hay pizarrosidad, la roca se denomina **pizarra**. Si hay esquistosidad se llama **esquistos** y si hay neisoidad, se nombra **neis** (o también gneis).

Desde el punto de vista del establecimiento del material parental del suelo, en el campo, en la Tabla 1.10 se presentan los nombres de las principales rocas metamórficas; en las rocas granulares no se involucra el grado de metamorfismo que ha sufrido la roca original; las pizarras y filitas son de grano fino; la filita presenta lustre sedoso por neoformación de cloritas y micas según Besoain (1985).

Para hacer más específica la clasificación de las rocas metamórficas puede expresarse su composición mineralógica; por ejemplo, un esquistos, con abundante cantidad de micas, será un esquistos micáceo; con respecto a las rocas no foliadas, la clasificación se establece, generalmente, con base en su composición mineralógica.

TABLA 1.10. Clasificación general de las rocas metamórficas. (Tomada de Tarbuck y Lutgens, 1999).

TIPO DE ROCA	GRADO DE METAMORFISMO		
	Bajo	Medio	Alto
Rocas foliadas	Pizarra, Filita	Esquistos	Neis, Anfibolita, Serpentinita
Rocas granulares o no foliadas	Cuarcita (compuesta casi exclusivamente por cuarzo) Mármol (compuesta por cristales de calcita)		

Las rocas metamórficas se presentan en Colombia, generalmente, formando complejos con rocas ígneas, en el centro y norte de la cordillera central y norte de la oriental; ocupan un área importante en el sur de esta misma cordillera oriental.

2.1.4. Sedimentos no consolidados

Los sedimentos no consolidados, como materiales parentales de los suelos, son los más importantes en Colombia, debido al área que ocupan. Cubren amplias zonas planas y bajas en el país, dedicadas a la explotación agropecuaria más intensiva (valles del Cauca y Magdalena y costa caribe); además, recubren casi toda la amazonia y la orinoquia, buena parte del litoral pacífico y casi todas las vertientes de las cordilleras; el criterio de clasificación más utilizado para estos materiales es el tamaño de los fragmentos que los componen y, de acuerdo a este criterio, se clasifican, según el Soil Survey Division Staff (SSDS) (1993), como se muestra en la Tabla 1.11.

TABLA 1.11. Clasificación de las partículas y fragmentos líticos que componen los sedimentos no consolidados según el SSDS (1993).

FRAGMENTO O PARTÍCULA	TAMAÑO (mm)
Bloque	> 600
Piedra	600 – 250
Grava	250 – 75
Gravilla	75 – 2
Arena muy gruesa	2 – 1
Arena gruesa	1 – 0.5
Arena media	0.5 – 0.25
Arena fina	0.25 – 0.1
Arena muy fina	0.1 – 0.05
Limo	0.05 – 0.002
Arcilla	< 0.002

También, se consideran como sedimentos no consolidados los materiales **piroclásticos** sueltos, los cuales se clasifican de acuerdo con su tamaño, como se presentó en la Tabla 1.6. Se presentan importantes recubrimientos de ceniza volcánica en la cordillera central y en las vertientes interiores de las cordilleras oriental y occidental.

Los sedimentos no consolidados también se pueden clasificar con base en su origen, el cual implica el agente que transportó los materiales; da una idea del tamaño de los sedimentos acumulados y de la homogeneidad granulométrica del depósito originado; según estos criterios los diferentes sedimentos pueden clasificarse como se muestra en la Tabla 1.12. En la Figura 1.6 se presenta la distribución de los grupos principales de rocas y de los sedimentos no consolidados en Colombia.

2.2. EL COMPONENTE INORGÁNICO DEL MATERIAL PARENTAL

Los principales componentes inorgánicos de los materiales parentales del suelo, tratados anteriormente, son los minerales; un **mineral** es un sólido natural inorgánico que presenta una estructura interna ordenada y una composición química definida (Tarbuck y Lutgens, 1999).

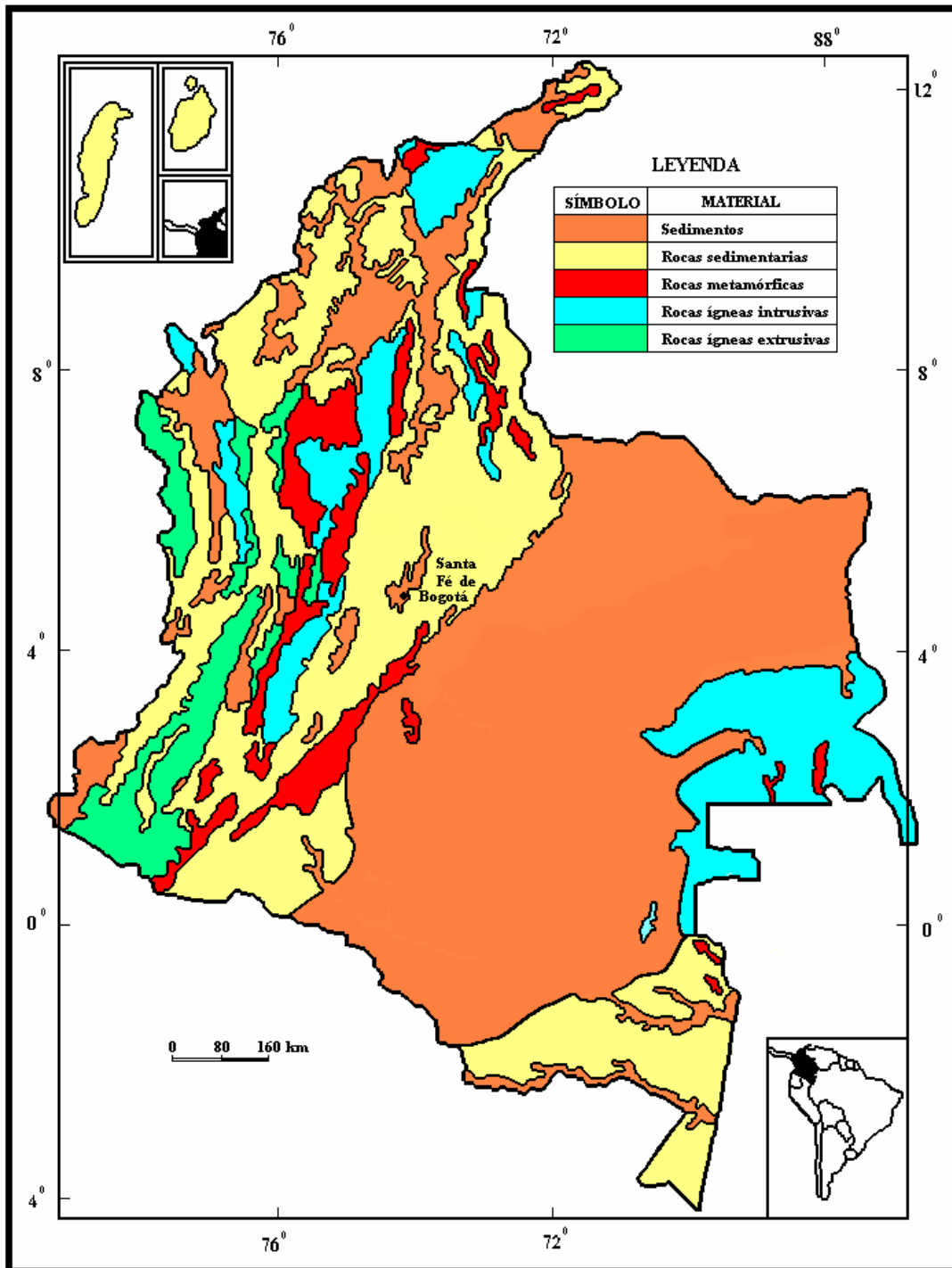


FIGURA 1.6. Distribución generalizada de los grupos de rocas y de sedimentos no consolidados en Colombia (Adaptado de INGEOMINAS, 1976: Mapa Geológico de Colombia y de Malagón et al, 1995).

El mineral está compuesto por un arreglo tridimensional de átomos y/o iones que se repite en intervalos regulares, el cual recibe el nombre de **crystal**; el menor arreglo tridimensional completo

de un cristal se conoce como **celda unitaria**. Los minerales originales de las rocas se conocen como **minerales primarios** y cuando éstos se alteran pueden formar otros minerales llamados **minerales secundarios**.

TABLA 1.12. Origen y algunas características de depósitos sedimentarios importantes como material parental del suelo en Colombia.

AGENTE DE TRANSPORTE	TIPO DE DEPÓSITO	SORTEAMIENTO*	GRANULOMETRÍA**	GEOFORMAS ASOCIADAS***
Agua	LACUSTRE	Muy bueno	Fina	Planicie lacustre, cubetas, basines.
	ALUVIAL	Bueno	Variable	Abanico aluvial, llanura aluvial de río meándrico.
		Malo	Mezclada	Terrazas y llanura aluvial de río trenzado.
	MARINO	Bueno	Gruesa	Playas, barras, flechas.
Agua y gravedad	TORRENCIAL	Malo	Mezclada	Flujos, coladas, lahares, abanico torrencial.
Gravedad y agua	COLUVIAL	Bueno	Variable	Coluvios, conos de detritos.
Viento	EÓLICO	Bueno	Gruesa	Dunas, mantos de arena.
			Variable	Mantos de ceniza y lapilli.

* Se refiere a la homogeneidad en el tamaño del sedimento: Bueno = Homométrico, Malo = Heterométrico.

** Se dice **variable** cuando el tamaño de los sedimentos no es homogéneo en todo el depósito, sino que varía según la posición dentro de él.

*** Para las definiciones de los términos utilizados puede verse Villota (1991).

2.2.1. Los minerales primarios

Son aquellos minerales que se cristalizaron bajo las condiciones de formación de las rocas y que, por lo tanto, son parte de ellas; estos minerales pueden estar presentes en el suelo, si éste no ha evolucionado lo suficiente o si han sido muy resistentes a la acción de los procesos de alteración de la roca y el suelo; cuando se presentan en el suelo constituyen la mayor parte de las partículas del tamaño de arena y limo (entre 0.002 y 2 mm) de él.

Los principales grupos de minerales primarios corresponden a **silicatos**, aunque también se presentan óxidos, hidróxidos, carbonatos, sulfatos, sulfuros y fosfatos; las principales características de este tipo de minerales se resumen a continuación.

2.2.1.1. Los silicatos

Son minerales cuya composición química se deriva del ácido silícico H_4SiO_4 y cuya unidad estructural básica es un **tetraedro** de sílice $(SiO_4)^{4-}$ que posee en el centro un átomo de silicio y en los vértices cuatro átomos de oxígeno (ver Figura 1.7); según Besoain (1985), de la manera como se van disponiendo estos tetraedros en la estructura cristalina del mineral, se producen varios subgrupos de silicatos, así:

- **Nesosilicatos.** Los tetraedros se presentan en forma independiente sin compartir oxígenos con otros tetraedros; la unión entre ellos se hace a través de cationes divalentes. Ejemplo: Olivino, $(Mg, Fe)_2 SiO_4$

- **Sorosilicatos.** Los tetraedros se unen por pares compartiendo un átomo de oxígeno. Ejemplo: Epidota, $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{OH SiO}_4 \text{Si}_2\text{O}_7$.
- **Ciclosilicatos.** Agrupación de tetraedros formando anillos. Dos oxígenos de cada tetraedro están compartidos. Ejemplo: Berilo, $\text{Be}_3\text{Al}_2 \text{Si}_6\text{O}_{18}$
- **Inosilicatos.** Los tetraedros se unen formando cadenas, las cuales pueden ser:
 - *Sencillas* . Ejemplo: Piroxenos como el Diópsido, $\text{CaMg Si}_2\text{O}_6$.
 - *Dobles*. Ejemplo: Anfíboles como la Hornblenda, $(\text{OH})_2\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5\text{Al}_2 \text{Si}_6\text{O}_{22}$.
- **Filosilicatos.** Son silicatos laminares que presentan una estructura especial organizada con base en hojas de tetraedros de sílice y de octaedros de alúmina (ver Figura 1.7). La estructura básica de los tetraedros se describió anteriormente; estas unidades se unen entre sí por los vértices compartiendo 3 de sus 4 oxígenos. Los octaedros son unidades en las cuales un catión central como Al, Mg o Fe está rodeado por 6 oxígenos o por 6 OH, los que se unen entre sí compartiendo aristas. A su vez, compartiendo sus oxígenos apicales, los tetraedros se acoplan a los octaedros para formar las capas que definen los filosilicatos; en el numeral 2.2.2.1. de este capítulo se detallan estas configuraciones. Ejemplo: Micas como la Moscovita (también Muscovita), $\text{K}(\text{Al}_2) \text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$.
- **Tectosilicatos.** Los tetraedros se unen en estructuras que crecen en las tres dimensiones, compartiendo con otros tetraedros sus 4 vértices. Este grupo de minerales es el más abundante en la corteza terrestre. Ejemplo: Feldespato como la Ortosa u Ortoclasa, KAlSi_3O_8 . A este grupo pertenece también el cuarzo, SiO_2 .

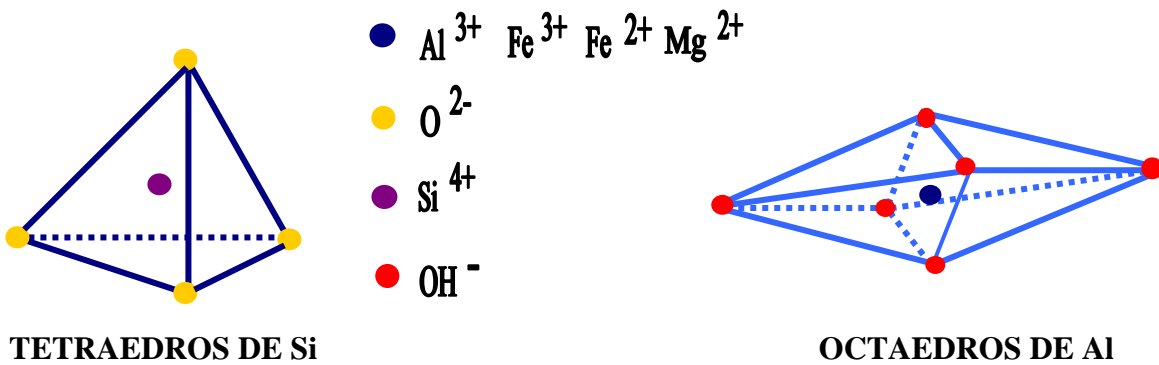


FIGURA 1.7. Representación esquemática de las unidades estructurales básicas de los filosilicatos.

2.2.1.2. Los óxidos

Son minerales muy abundantes en rocas ígneas y metamórficas; muy frecuentes son:

- Magnetita, Fe_3O_4 .
- Corindón, Al_2O_3 .
- Ilmenita, FeTiO_3 .
- Pirolusita, MnO_2 .

2.2.1.3. Los oxihidróxidos

Son minerales que provienen de óxidos en los cuales parte o todo el oxígeno ha sido reemplazado por OH; son comunes:

- Diáspora, $\text{AlO}(\text{OH})$.
- Brucita, $\text{Mg}(\text{OH})_2$.

2.2.1.4. *Los carbonatos*

Son minerales cuya composición química corresponde a sales derivadas del ácido carbónico, H_2CO_3 . Son comunes la Calcita: CaCO_3 y la Dolomita: $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$. La calcita presenta efervescencia con ácido clorhídrico (HCl) diluido y frío.

2.2.1.5. *Los sulfatos*

Son sales que incluyen el radical SO_4^{2-} en su estructura como la Anhidrita: CaSO_4 y el Yeso: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

2.2.1.6. *Los sulfuros*

Son sales derivadas del ácido sulfhídrico, H_2S , como la Calcopirita: CuFeS_2 , la Pirita: FeS_2 y la Galena: PbS .

2.2.1.7. *Los fosfatos*

Son sales derivadas del ácido fosfórico, H_3PO_4 ; un representante importante de los fosfatos es el grupo de los apatitos: $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})(\text{PO}_4)_3$.

La relación que puede presentarse entre los minerales primarios y las rocas que con mayor frecuencia los contienen puede verse en la Tabla 1.13, según Trujillo (1980) y Medenbach y Sussieck - Fornefeld (1983). Sin embargo, debe tenerse en cuenta, que los minerales contenidos en las rocas no necesariamente pasan al suelo que se desarrolle de ellas; algunos de esos minerales, debido a las propiedades particulares de cada uno de ellos, pueden desaparecer durante las primeras etapas de la formación del suelo.

No todos los minerales primarios se alteran con la misma facilidad. Ésto depende, fuertemente, de las condiciones en que se formaron y de las condiciones ambientales a las cuales se encuentran expuestos. Esta respuesta diferencial a la alteración implica que, durante la formación y evolución del suelo, los minerales primarios menos resistentes desaparecen del sistema, transformándose en secundarios o en especies iónicas, mientras que los más resistentes pasan a formar parte integral del suelo, acumulándose, con mayor frecuencia, en las fracciones de tamaño mayor del mismo, es decir, en la **arena** y el **limo** (ver Capítulo 7).

Teniendo en cuenta lo expuesto en el párrafo anterior, en relación con la alteración diferencial de los minerales primarios, si se comparan dos suelos desarrollados del mismo material parental, se puede decir que ha evolucionado más el que presente menor variedad de minerales primarios, menor contenido de arena y limo y mayor cantidad de minerales primarios resistentes a la alteración.

TABLA 1.13. Principales minerales primarios del suelo y las rocas que los contienen. (Adaptado de Trujillo, 1980 y de Medenbach y Sussieck - Fornefeld, 1983).

MINERALES	TIPO DE ROCA
Olivinos (Forsterita, Fayalita)	Ígneas máficas y ultramáficas
Piroxenos (Augita, Diópsido, Hiperstena)	Ígneas máficas y ultramáficas y metamórficas de grado medio y alto
Anfíboles (Hornblenda, Actinolita)	Metamórficas de grado bajo y medio
Micas (Moscovita, Biotita)	Metamórficas y algunas rocas ígneas félsicas
Feldespato (Ortoclasa, Albita, Anortita)	Ígneas, metamórficas y sedimentarias
Cuarzo	Ígneas félsicas, sedimentarias clásticas
Carbonatos (Calcita, Dolomita)	Sedimentarias y algunas metamórficas
Yeso	Sedimentarias
Corindón	Ígneas y metamórficas
Hematita	Sedimentarias y metamórficas
Magnetita	Casi todas las rocas ígneas
Hidróxidos	Metamórficas

Se han establecido series de alteración de acuerdo con la facilidad con la cual se alteran los minerales primarios; en ellas se ordenan los minerales de acuerdo con su resistencia a la transformación; un ejemplo de estas series es la que propone Corey, citado por Malagón et al (1995), quien ordena los minerales de menor a mayor grado de resistencia a la alteración como sigue:

Olivino < Augita < Hornblenda < Biotita < Oligoclasa < Albita < Ortoclasa < Magnetita < Cuarzo

En la serie anterior no se incluyen, obviamente, todos los minerales; sólo están considerados aquellos que son importantes en los suelos; el orden establecido se da bajo condiciones oxidantes del medio.

De acuerdo con la información recopilada por el IGAC (Malagón et al, 1995), en Colombia, el mineral más abundante en la composición de las arenas de los suelos del país, es el **cuarzo**; le siguen, en orden de abundancia, los feldespatos, los anfíboles y las micas. Además de éstos, en algunas áreas con influencia de ceniza volcánica, se presentan contenidos importantes de vidrio volcánico en el suelo.

Para concluir esta parte relacionada con los minerales primarios, puede ser conveniente realizar un sencillo ejercicio de observación al microscopio. Éste permite comprobar la presencia de los minerales en el suelo y observar si cambia la composición mineralógica de las arenas entre los diferentes horizontes de un suelo y entre éstos y su material parental. El procedimiento consiste en:

- Se toma una muestra suficiente de los horizontes A, B y C de un perfil de suelo, así como del material parental sin alterar, teniendo en cuenta la profundidad a la cual son tomadas las muestras dentro del suelo; se llevan al laboratorio.

- Se secan las muestras al aire, se muelen y se ciernen por 2 tamices: primero por uno de 0.5 mm de abertura y el material que pase este tamiz, cernirlo por otro de 0.25 mm de abertura; se recoge el material que quede retenido en este último para obtener la fracción de suelo con tamaños entre 0.25 y 0.5 mm de diámetro equivalente.
- Se observan macroscópicamente algunas características del material seleccionado, como color, forma de las unidades individuales que lo componen, presencia de cristales, etc.; se establecen las diferencias entre las muestras observadas.
- Se seca una parte de la muestra al horno a 105 °C, durante 36 horas. Luego se pesan 100 g de cada muestra y se someten a los siguientes tratamientos:
 - Se lava la muestra del horizonte A (el más oscuro), con H₂O₂, adicionándole pequeñas cantidades a la vez y hasta que se suspenda la efervescencia, para eliminarle la materia orgánica; luego lavar con ácido clorhídrico y/o nítrico y agua corriente abundante, frotando con los dedos el material hasta observar que la mayor parte de él se encuentra en forma de cristales individuales.
 - Se someten las demás muestras a lavado, si no tienen contenidos significativos de materia orgánica, con ácido clorhídrico y/o nítrico y agua corriente, como se hizo con la muestra del horizonte A.
 - Se debe tener cuidado de no perder muestra, en el proceso de limpieza, arrastrada por el agua; para esto, el lavado se debe hacer sobre el tamiz de 0.25 mm, sin frotar la muestra en la malla de éste.
- Se recoge el material que queda retenido en el tamiz después de los lavados y se seca al horno a 105 °C durante 24 horas.
- Se pesa el material seco y se establece el porcentaje de pérdida de material, con respecto al material de partida.
- Se toma una pequeña submuestra de cada muestra, al azar, y se observa en un estereomicroscopio. Establecer las proporciones relativas (en porcentaje) del tipo de minerales presentes, agrupándolos por rasgos morfológicos destacados como el color (por ejemplo, minerales oscuros, minerales claros transparentes y minerales claros opacos).
- Se repite el procedimiento del punto anterior con otras dos submuestras y se promedian los valores obtenidos.
- Se comparan los resultados para todos los horizontes muestreados y para el material parental, analizando la distribución de los grupos de minerales en las diferentes muestras con respecto a su ubicación en el suelo y discutiéndolas con base en la meteorización y la pedogénesis.

2.2.2. Los minerales secundarios y otros componentes de la fracción fina del suelo

Este grupo comprende aquellos minerales producidos por la alteración de los minerales primarios o de las rocas; en los suelos se presentan esencialmente en la fracción del tamaño de la **arcilla** (partículas con diámetro menor de 0.002 mm y propiedades coloidales) aunque en esta fracción también pueden encontrarse algunos minerales primarios.

Los principales minerales secundarios de dicha fracción arcillosa del suelo corresponden a **filosilicatos** y a **óxidos** e **hidróxidos** de **hierro** y **aluminio**, aunque en algunos grupos de suelos son importantes otros componentes como los aluminosilicatos y/o los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio no cristalinos (conocidos también como “**amorfos**”).

2.2.2.1. Los filosilicatos secundarios

Son, básicamente, silicatos hidratados de aluminio, magnesio, hierro y otras bases; tienen estructura laminar compuesta por el agrupamiento de hojas de tetraedros de sílice y de octaedros de Al o de Mg, como se mencionó anteriormente. Durante la formación de estas unidades básicas puede presentarse reemplazamiento del Si^{4+} por Al^{3+} en los tetraedros o del Al^{3+} por iones de tamaño semejante, comúnmente por Fe^{2+} y Mg^{2+} , produciéndose el fenómeno conocido como “**sustitución isomórfica**”, de grandes implicaciones en la actividad química del mineral, como se verá más adelante.

Debido a que la estructura de los filosilicatos secundarios es tan especial, se han definido algunos términos útiles para describirla adecuadamente, los cuales se dan a continuación, tomados de Besoain (1985):

- **Plano:** Superficie plana compuesta por un conjunto de átomos que tiene el espesor de uno de ellos. Ejemplo: Plano basal de átomos de oxígeno en una hoja de tetraedros.
- **Hoja:** También llamada lámina, es el conjunto de tetraedros o de octaedros unidos entre sí.
- **Capa:** Es el conjunto formado por la unión de hojas. Su crecimiento horizontal se da por la repetición de celdas unitarias.
- **Capa unitaria:** Es la capa que tiene el menor número de hojas que representa un filosilicato dado.
- **Entrecapa:** Comprende los materiales que se encuentran situados entre las capas que conforman el cristal; pueden ser iones, agua, moléculas orgánicas, hojas, etc.
- **Cristal:** Es la unidad formada por el conjunto de capas apiladas en el sentido del eje c.
- **Eje c:** También distancia c, es la distancia que hay entre un cierto plano de la capa unitaria y su correspondiente en la capa unitaria siguiente. Esta medida es característica de cada especie mineral.

En la Figura 1.8 se hace una representación esquemática que ayuda a visualizar los componentes definidos anteriormente.

La AIPEA (Association International Pour l'Etude des Argiles), citada por Besoain (1985), agrupa los filosilicatos, a un nivel general de clasificación, con base en la manera como están dispuestas las hojas de tetraedros y de octaedros en las capas unitarias y definen tres **tipos** de minerales: 1:1, 2:1 y 2:1:1. Estos tipos, a su vez, son subdivididos en **grupos** teniendo en cuenta la carga por celda unitaria que presenta el mineral; los grupos se separan en **subgrupos**, dependiendo de la relación de cationes que se encuentran en la hoja octaédrica y, finalmente, en los subgrupos define las **especies** minerales con base en diferencias en el grado de ordenamiento de las capas, en la disposición de los aluminios en los octaedros, en el tamaño de la celda unitaria, en el tipo de iones que intervienen en la sustitución isomórfica y en la composición química. En la Tabla 1.14 se presenta un resumen del sistema de clasificación mencionado, incluyendo sólo lo relacionado con los minerales secundarios, tomado de Besoain (1985).

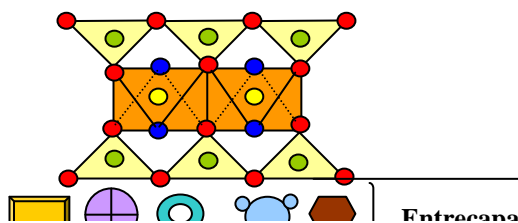


FIGURA 1.8. Representación esquemática de algunos conceptos relacionados con la estructura cristalina de los filosilicatos (No se representa ningún mineral en especial).

TABLA 1.14. Clasificación simplificada de filosilicatos secundarios, según la AIPEA (resumida de Besoain, 1985).

TIPO	GRUPO*	SUBGRUPO**	ESPECIES
1:1	Kanditas ($x=0$)	Caolinitas ($n=2$)	Caolinita, Haloisita
2:1	Esmectitas ($x=0.25 - 0.6$)	Montmorillonitas ($n=2$)	Montmorillonita, Beidelita
		Saponitas ($n=3$)	Sauconita
	Vermiculitas ($x=0.6 - 0.9$)	Vermiculita dioctaédrica ($n=2$) Vermiculita trioctaédrica ($n=3$)	Vermiculita alumínica Vermiculita trioctaédrica
	Illitas ($x=1$)	Illita dioctaédrica ($n=2$)	Illita o mica hidratada
2:1:1	Cloritas (x variable)	Clorita dioctaédrica ($4 < n < 5$)	Clorita alumínica
		Clorita trioctaédrica ($5 < n < 6$)	Clorita magnésica

* x : Carga por celda unitaria. El grupo de las illitas no está incluido en el cuadro original de Besoain, por estar en revisión; se incluye aquí a partir de las discusiones hechas en el texto por el autor citado. Según Bohn et al (1993) a la illita hoy se le da el nombre genérico de Mica Hidratada.

** n : Número de cationes en la hoja octaédrica: 2 implica dioctaédrica y 3 trioctaédrica.

2.2.2.1.1. Minerales 1:1

Presentan una estructura conformada por una lámina de tetraedros unida a una lámina de octaedros, compartiendo los oxígenos de los tetraedros. En esta configuración se forma una estructura rígida, por lo cual éstas arcillas son bastante estables en el suelo; su principal característica radica en que la sustitución isomórfica que presentan es muy baja y por tanto su actividad físico-química también lo es. A este grupo pertenecen especies minerales comunes en suelos tropicales muy evolucionados como la **Caolinita** y la **Haloisita** (Besoain, 1985).

2.2.2.1.2. Minerales 2:1

Formadas por la unión de dos láminas de tetraedros con una lámina de octaedros intercalada entre ellas. En estas arcillas la sustitución isomórfica es elevada y por tanto presentan gran actividad físico-química en el suelo; la estructura básica de estas arcillas está definida por el conjunto que resulta de unir dos paquetes de capas unitarias entre sí, por medio de otras unidades laminares o por medio de iones hidratados o de moléculas de agua (ver Figura 1.8); estas variaciones en la composición del espacio interlaminar y en el tipo de sustitución isomórfica son las que definen los diferentes tipos de arcillas 2:1, así como sus propiedades físico-química. Algunas de las arcillas más conocidas de este grupo son la **Montmorillonita**, la **Vermiculita** y la **Illita**.

La carga que se genera por la sustitución isomórfica en estas arcillas es balanceada por cationes ubicados en el interior de los cristales o por fuera de la unidad estructural. La magnitud de la carga que se neutraliza con cationes que se ubican por fuera de la unidad estructural se define como **carga de capa**; el valor de esta carga, según Bohn et al (1993), facilita, dificulta o impide que moléculas polares o iones entren en el espacio interlaminar del mineral y lo expandan o no; si la carga de capa es baja, el mineral es muy **expansivo** y si es alta, el mineral es **no expansivo**.

En la lámina de octaedros, debido al efecto de la cantidad de cargas acumuladas de los aniones colocados en los vértices, por cada tres octaedros, se producen 6 cargas negativas, las cuales deben ser neutralizadas por seis cargas positivas; esta situación plantea dos posibilidades de neutralización: Una con 2 cationes de 3 cargas positivas cada uno, ocupándose 2 de cada 3 octaedros y la otra con 3 cationes de 2 cargas positivas cada uno, ocupándose 3 de cada 3 octaedros; esta ocupación de los octaedros por cationes tri o divalentes genera los filosilicatos **dioctaédricos** y **trioctaédricos**, respectivamente (Bohn et al, 1993).

2.2.2.1.3. Minerales 2:1:1

Presentan una estructura conformada por dos láminas de tetraedros y dos de octaedros, intercaladas entre sí; generalmente, la lámina externa de octaedros corresponde a una lámina de **brucita** [$Mg_3(OH)_6$], cargada positivamente; en ella los iones Al^{3+} han sido reemplazados por Mg^{2+} y corresponden a una lámina trioctaédrica; la presencia de esta lámina de brucita le quita posibilidades de expansibilidad a estos minerales y, aunque presentan alta sustitución isomórfica, aquella capa también le reduce la actividad; el principal representante de este grupo es la **Clorita** (Bohn et al, 1993).

2.2.2.1.4. Filosilicatos interestratificados

Según Besoain (1985) son minerales cuyos cristales están compuestos por celdas o por capas unitarias de dos o más tipos de filosilicatos. La **interestratificación** es la intercalación regular o aleatoria de unidades estructurales de diferentes minerales a lo largo del eje c y es particularmente importante entre silicatos de capa 2:1 ó 2:1:1.

Las interestratificaciones pueden ser binarias, terciarias y hasta cuaternarias; pueden ser entre filosilicatos secundarios del mismo tipo como en el interestratificado montmorillonita – vermiculita, (minerales 2:1) o de tipos diferentes como en los casos caolinita – montmorillonita (1:1 – 2:1) o montmorillonita – vermiculita – clorita (2:1 – 2:1 – 2:1:1). Además, se pueden presentar interestratificaciones entre minerales primarios y secundarios como en el caso de biotita

– vermiculita. Es frecuente nombrar los minerales interestratificados con el tipo de capa de los minerales que se están intercalando; por ejemplo, mineral interestratificado 2:1: en este caso, todos los minerales interestratificados son del tipo 2:1.

2.2.2.2. Los aluminio - silicatos no cristalinos

En este grupo de materiales no hay un ordenamiento definido de los tetraedros y octaedros lo que hace que no presenten espectro a los Rayos X; esta característica les da una gran actividad en el suelo. El principal ejemplo de estos materiales lo constituyen los componentes de la serie del **alofán** o **alofano**: alofano A, alofano B y alofano AB. Estos componentes son el producto de la alteración de varios minerales de las rocas volcánicas y de los piroclastos.

En la Figura 1.9 se presenta un resumen de los principales silicatos del suelo y en la Tabla 1.15 se expone la distribución aproximada de los materiales inorgánicos dominantes en la fracción arcilla de los suelos en las regiones naturales de Colombia, resumida de Marulanda y Pulido (1984).

TABLA 1.15. Distribución general de los principales materiales inorgánicos de la fracción arcilla en las regiones naturales de Colombia. (Adaptada de Marulanda y Pulido, 1984).

REGIÓN	SUBREGIÓN	MATERIALES
Amazonia	Llanos	Caolinita, intergrados* con/sin mica, gibsita o cuarzo
	Saliente del Vaupés	Caolinita
	Piedemonte	Caolinita, mica, intergrados
Orinoquia	Mal drenada	Caolinita, intergrados, mica
	Piedemonte	Caolinita, mica, intergrados
	Altillanura	Caolinita, intergrados, cuarzo con/sin gibsita
Cordilleras	Sector central	Alofana, gibsita, haloisita, caolinita
	Sector oriental	Caolinita, mica, cuarzo, alofana
	Sierra nevada de Santa Marta	Caolinita, gibsita con/sin intergrados
Valles interandinos (Cauca y Magdalena)		Montmorillonita, vermiculita, mica, caolinita
Llanura Caribe		Montmorillonita, caolinita, mica, vermiculita
Media y alta Guajira		Micas, Montmorillonita, vermiculita
Andén Pacífico	Piedemontes y valles	Caolinita, mica, cuarzo
	Litoral	Caolinita, mica

* En este caso son materiales complejos cuyas características son intermedias entre vermiculita y clorita; también son llamados intergrados 2:1-2:1:1 o intergrados 2:1-2:2.

2.2.2.3. Los óxidos e hidróxidos de Fe y Al

Estos materiales, llamados también con el nombre genérico de **sesquióxidos de Fe y Al**, son muy comunes en suelos tropicales. Son los responsables, en gran parte, de los colores rojizos dominantes en estos suelos; se presentan en formas cristalinas y no cristalinas y su característica más importante es tener una muy baja actividad físico-química en los suelos; a este grupo pertenecen la **Gibsita**: $\text{Al}(\text{OH})_3$; la **Hematita**: Fe_2O_3 ; la **Goetita**: (FeOOH) , la **Ferrihidrita**: $\text{Fe}_5(\text{O}_4\text{H}_3)_3$ y la **Manganita** (MnOOH), entre los más comunes citados por Besoain (1985).

Los minerales secundarios que corresponden a las arcillas 1:1 y a los sesquióxidos de Fe y de Al presentan cantidades insignificantes de sustitución isomórfica, característica que los hace tener

muy poca actividad de intercambio iónico, razón por la cual se les ha dado el nombre genérico de **arcillas LAC** (Low Activity Clay) o **arcillas de baja actividad** (Moormann, 1984).

RECORDAR

- El material parental más frecuente para los suelos de Colombia corresponde a sedimentos no consolidados.
- El material parental que produce los suelos de mejor calidad en Colombia corresponde a los sedimentos no consolidados, principalmente aluviales.
- Los minerales primarios son los que componen las rocas y, en el suelo, componen las fracciones arena y el limo.
- Los minerales secundarios se producen por alteración de los primarios y, en el suelo, componen la fracción arcilla.
- Los minerales más abundantes en el suelo corresponden al grupo de los silicatos y, dentro de éstos, los filosilicatos y los tectosilicatos.
- Las estructuras básicas de los filosilicatos son tetraedros de Si y octaedros de Al.
- El silicato más resistente a la alteración es el cuarzo y es el más abundante en las arenas de los suelos de Colombia.
- En los suelos de Colombia predominan las arcillas LAC; sólo en la llanura Caribe y en los valles interandinos predominan las arcillas 2:1 expansivas y las 2:1:1 y en la zona andina central predomina el alofano.

2.3. EFECTOS DEL MATERIAL PARENTAL SOBRE LOS SUELOS

Si se considera que el suelo se desarrolla controlado por varios factores y procesos, a partir de un material parental (roca o sedimentos), existe una relación entre muchas de las propiedades y cualidades de ese suelo y las características del material de partida.

Los materiales de partida de los suelos, cuando son expuestos a las condiciones ambientales superficiales, son sometidos a diferentes procesos de alteración (**meteorización**) como consecuencia del cambio de condiciones con respecto a aquellas bajo las cuales se formaron. Se produce un fraccionamiento y una disgregación de los minerales primarios, así como la transformación de algunos de ellos en minerales secundarios; se origina entonces un material terroso, suelto que conserva muchos rasgos del material original: **saprolito** (verdadero material parental del suelo). Estos productos de la alteración de los materiales originales quedan expuestos a los procesos de formación del suelo (**pedogénesis**), los cuales, actuando a través del tiempo con diferentes características e intensidades, llegan a confeccionar la gran variedad de suelos que se encuentran en la naturaleza (ver Figura 1.10).

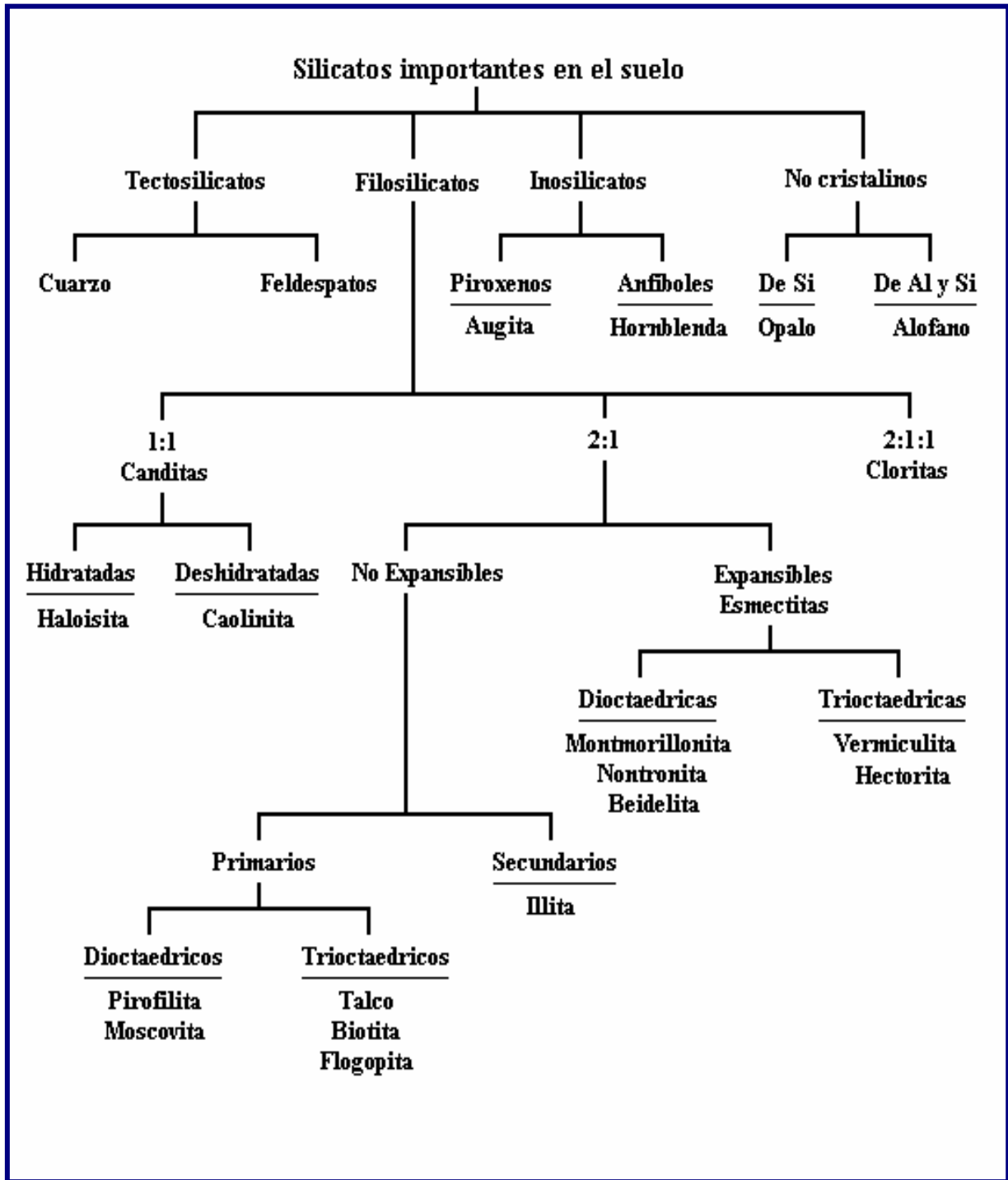


FIGURA 1.9. Silicatos importantes en los suelos.

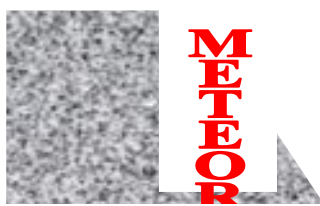


FIGURA 1.10. Representación esquemática del proceso general de formación de un suelo.

Desde el punto de vista de la formación de suelos, la textura del material litológico y su composición mineralógica, juegan un papel fundamental en el proceso.

2.3.1. La textura del material litológico

Entendida como el tamaño, la forma, el arreglo y el grado de cristalinidad que presentan los minerales que componen la roca, la textura tiene gran influencia en la resistencia de las rocas al desgaste, lo cual interviene en la cantidad y el destino de los productos de alteración de la misma; éstas propiedades de la roca condicionan, en buena medida, la cantidad y la calidad de los saprolitos (materiales parentales) que se derivan de ella y, por ende, las posibilidades de desarrollo del suelo.

Los efectos más notables que puede producir la textura de la roca se manifiestan en:

- Fenómenos de **erosión** acelerada en rocas de grano fino poco consolidadas. Debido a la baja permeabilidad, que induce una gran cantidad de agua de escorrentía, hay desprendimiento y transporte de materiales; se puede limitar la acumulación de los productos de la meteorización suelo.
- Acumulación de saprolitos pobres en bases, desarrollados de rocas de texturas gruesas como areniscas, algunos conglomerados o rocas ígneas intrusivas ácidas, que facilitan el **lavado** de iones de la roca, debido a la alta permeabilidad que pueden tener. Se generan suelos de baja calidad nutricional.
- Acumulación de minerales y de nutrientes en el suelo desarrollado de rocas de baja permeabilidad, ya que esto reduce la **percolación** profunda en ellas.
- Formación de suelos con baja capacidad de **retención de agua** para las plantas, debido al desarrollo de espacios vacíos amplios y abundantes y a la escasez de materiales finos, cuando se derivan de saprolitos de rocas de texturas gruesas (areniscas cuarcíticas, algunos conglomerados, etc.); cuando esos suelos provienen de materiales de grano fino (saprolitos de arcillolitas, de lutitas o de esquistos, o de sedimentos lacustres arcillosos,

etc.) pueden presentar condiciones de **mal drenaje**, déficit de aireación, presencia de algunos compuestos tóxicos a las plantas, etc.

- Procesos de erosión selectiva por tamaño de las partículas, se dan con facilidad cuando los suelos se derivan de depósitos sedimentarios no consolidados, con granulometría heterogénea; por lo tanto se presenta una **pedregosidad** relativamente alta, que dificulta el manejo de aguas y la mecanización y limita el uso de ciertas plantas que no toleran esta situación.

De los casos enunciados anteriormente, se observa que muchas de las cualidades físicas de los suelos dependen, en gran parte, de la textura que presentaban los materiales originales, incidiendo grandemente en el comportamiento hídrico del suelo, su resistencia a la erosión, su facilidad de laboreo y, en buena parte, su fertilidad.

Debe aclararse, que no necesariamente se van a presentar las características de suelos descritas anteriormente, pues los otros factores de formación pueden contrarrestar en parte el efecto del material parental; por ejemplo, a partir de una arenisca con cementante calcáreo, se puede obtener un saprolito con alto contenido de bases, si las condiciones climáticas de la zona son secas, pero si son húmedas, el saprolito es pobre en bases, puesto que en esa condición climática los productos de la solubilización del cementante son lavados.

2.3.2. La composición mineralógica del material litológico

La composición mineralógica de las rocas permite establecer que minerales puede heredar el suelo de ellas y cuales minerales secundarios son susceptibles de formarse en él; este aspecto está muy relacionado con la **fertilidad natural** del mismo, ya que los minerales primarios componen la reserva de nutrientes que posee el suelo, como se verá más adelante.

Los minerales que pueden pasar al suelo desde la roca están controlados, en parte, por sus condiciones de formación, las cuales determinan su resistencia a la alteración, al quedar expuestos a las condiciones ambientales superficiales; mientras más contrastantes sean las condiciones de formación y las de la superficie, más inestable es el mineral y, por lo tanto, más fácilmente es degradado y hasta eliminado del medio.

Con relación a los silicatos, en términos generales, se puede decir que en la medida en que sea más compleja su estructura cristalina, más resistente es el mineral a la alteración; esto implica que la hornblenda, por ejemplo, que tiene una estructura en cadena doble, es más resistente a la meteorización que el olivino, el cual no forma ninguna estructura con los tetraedros que lo componen. Esta resistencia es comparable, obviamente, bajo las mismas condiciones ambientales para los minerales tratados.

Entre todos los silicatos comunes en el suelo, el **cuarzo** es el más resistente a la meteorización, debido a que presenta una estructura de tectosilicato y a que no presenta bases o elementos oxidables en su composición química.

Lo expresado anteriormente con relación al cuarzo, implica que este mineral tiene mayores posibilidades de pasar al suelo y de permanecer más tiempo en él, que los demás silicatos primarios; además, si el material parental tiene alto contenido de cuarzo, el suelo derivado de aquel es arenoso, con bajo contenido de nutrientes, baja capacidad de retención de agua, drenaje rápido y poco desarrollo estructural: será un suelo pobre en posibilidades para el desarrollo vegetal.

Los minerales primarios son los precursores de los minerales secundarios. Éste es otro aspecto importante de la composición de la roca, es decir, que la **composición de la fracción arcilla** del suelo tendrá mucha dependencia de los minerales primarios presentes en el material parental; a este respecto se sabe, por ejemplo, que las rocas ígneas intrusivas ácidas producen frecuentemente, como resultado de su alteración en climas húmedos, cantidades apreciables de caolinita, haloisita y cuarzo.

Fieldes y Swindale, citados por Mejía (1980b) ilustran la relación que hay entre los minerales primarios y secundarios. Muestran algunos productos de la meteorización de ciertos minerales primarios, como se plantea en la Tabla. 1.16.

TABLA 1.16. Algunos productos posibles de la meteorización de minerales primarios, según Fieldes y Swindale, citados por Mejía (1980b).

MINERALES PRIMARIOS	PRODUCTOS INTERMEDIOS	PRODUCTOS FINALES
Olivino, Piroxenos, Anfíboles	Óxidos hidratados no cristalinos de Al, Si, Fe, Ti	Óxidos cristalinos de Fe y Al o Caolinita
Vidrio volcánico básico, Zeolitas	Óxidos hidratados de Fe, Al, Si; (Alofano o Gibsita)	Caolinita y/o Montmorillonita
Micas	Illita; (Montmorillonita o Vermiculita)	Caolinita
Feldespato, Vidrio volcánico ácido	Óxidos hidratados no cristalinos de Al, Si; (Alofano)	Caolinita
Cuarzo	Silicatos no cristalinos; (Calcedonia)	Formas secundarias de cuarzo

Los resultados de González (1983) ilustran el comportamiento de los minerales de la cuarzodiorita del batolito antioqueño, cuando se meteoriza bajo condiciones de clima cálido muy húmedo; este autor encontró que el cuarzo fue el único mineral primario que persistió durante todo el proceso de meteorización de la roca y estuvo presente en el suelo, incluso en el horizonte superficial.

El autor citado, en el párrafo anterior, encontró que ninguno de los otros minerales primarios dominantes en la roca (Plagioclasa, Biotita y Hornblenda) alcanzó a llegar al suelo en su forma original; la hornblenda no alcanzó a llegar ni al **saprolito**, aunque se presentó poco alterada en el **gruss** (material producido por la meteorización incipiente de rocas granulares que se caracteriza por ser muy friable y por conservar los minerales originales de la roca en un estado de alteración relativamente bajo; aunque da la apariencia de roca, es muy deleznable y se desmorona fácilmente; es parte del saprolito). Los feldespatos y la biotita se presentaron alterados en el gruss y muy transformados en el saprolito y no alcanzaron a llegar a los horizontes B del suelo.

En el trabajo anterior, también, se estudió la composición mineralógica de la arcilla. Se encontró que esta fracción, dominada por caolinita y gibsita, con algo de hidromica (illita), es producto de la intensa meteorización química que se da en la zona y de la alta **lixiviación** de los productos solubles originados por la alteración de los minerales primarios.

La composición química del material parental que origina el suelo define, en buena medida, los **nutrientes** y otros elementos que pueden pasar a él. En relación con el suministro de nutrientes por los minerales primarios, Malagón (1977) encontró, en varias regiones de Colombia, que la presencia de feldespatos, ferromagnesianos, micas y vidrio volcánico estaba asociada con el suministro de Si, Al, Ca, Mg, K, Na, Cu, Zn, Fe y Mn al suelo. Mejía (1980a, b) hace un resumen del aporte de nutrientes que pueden hacer al suelo gran cantidad de minerales; algunos se presentan en la Tabla 1.17, en la que se observa que buena parte de los elementos esenciales en la nutrición vegetal, tienen como fuente natural en el suelo los minerales primarios.

TABLA 1.17. Aporte de nutrientes al suelo por parte de algunos minerales primarios. (Adaptado de Mejía, 1980a, b).

MINERAL	APORTE AL SUELO
Feldespatos	K, Na, Ca, Ar*
Anfíboles	Ca, Na, Mg, Fe
Piroxenos	Ca, Mg, Fe
Micas	K, Mg, Na, Fe, Ar
Óxidos de hierro	Fe, Ar
Olivino	Fe, Mg
Carbonatos	Ca, Mg
Sulfuros	S, Ca
Fosfatos	P, Ca

* El símbolo Ar se utiliza para indicar que los minerales producen también, normalmente, minerales de arcilla.

Otro ejemplo del efecto que tiene la composición del material parental sobre el suelo lo proporciona Birkeland (1980); este autor presenta los resultados de los análisis de óxidos totales practicados a muestras de saprolitos de andesita, con 4 grados diferentes de meteorización y calcula algunos índices para establecer el avance en el cambio de la composición química de los saprolitos, a medida que se incrementa su grado de alteración; algunos de los resultados obtenidos por el autor citado, se presentan en la Tabla 1.18.

TABLA 1.18. Comportamiento de algunos índices de meteorización en saprolitos con diferente grado de alteración de andesita olivínica de California. (Tomados de Birkeland, 1980).

ÍNDICES	ROCA FRESCA	SAPROLITOS (Incrementa grado de meteorización de 1 a 4)			
		1	2	3	4
Si / Al*	5.4	2.88	2.15	2.03	2.04
Bases / Al**	3.72	3.44	0.25	0.11	0.09

* $Si / Al = SiO_2 / Al_2O_3$

** $Bases / Al = (K_2O + Na_2O + CaO + MgO) / Al_2O_3$

En la tabla anterior se aprecia cómo, a medida que avanza el grado de meteorización en el material parental, el valor de las relaciones establecidas disminuye; esto muestra que en el proceso de **meteorización**, las **bases**, que son muy solubles, y el Si se van lavando del material, afectando la calidad del suelo que se formará, posteriormente, a partir de él.

El efecto que tiene la composición del material parental sobre el contenido de ciertos nutrientes en el suelo, también se aprecia en la Tabla 1.19. Esta muestra el aporte de **calcio** que hace el mármol, en comparación con las otras rocas y, por consiguiente, sobre el **pH** del suelo derivado de él; se observa, además, la gran cantidad de arcilla que posee el suelo derivado del esquisto micáceo, en comparación con los otros suelos: Se evidencia el efecto que tiene la **mineralogía** del material parental sobre el contenido de coloides inorgánicos del suelo.

TABLA 1.19. Algunas propiedades químicas del horizonte superficial de varios suelos desarrollados a partir de diferentes materiales parentales en clima cálido (< 500 msnm) húmedo (bmh-PM), en el municipio de Puerto Triunfo (Antioquia). (Resultados sin publicar de Jaramillo, D. F., 1996).

Material Parental	(%)		pH Agua	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]				Clasificación taxonómica según SSS** (1994)
	MO*	Arcilla		Al	Ca	Mg	K	
Esquisto micáceo	2.6	44	4.7	2.2	0.5	0.1	0.06	Typic Dystropept
Esquisto pizarroso	2.9	28	4.0	2.3	0.1	0.1	0.05	Typic Kanhapludult
Mármol con cuarcita	2.2	20	5.6	0.0	2.7	0.2	0.06	Typic Dystropept

* Materia orgánica.

** Soil Survey Staff.

Mejía (1991) también demuestra como la composición de las rocas puede influir en procesos de **contaminación** de suelos, debido a que la meteorización libera **elementos tóxicos** de ellas; presenta resultados de análisis de suelos derivados de diferentes materiales parentales de Escocia, donde se pueden apreciar las cantidades relativamente altas de Ba, Cr, Mn, Rb, Ni, Sr, V y Zr que se han acumulado en ellos.

En áreas de Cundinamarca, Boyacá, Santanderes y Huila (Colombia) se han hecho estudios que han permitido detectar problemas de acumulación tóxica de **selenio** en suelos derivados de lutitas de la Formación Villeta, así como de sus sedimentos (Benavides y Silva, 1965).

En las Tablas 1.20, 1.21 y 1.22 pueden observarse otros ejemplos del efecto del material parental sobre algunas propiedades de los suelos relacionadas con su fertilidad. En la Tabla 1.20 se observa que son notorias las diferencias que se presentan entre el pH, el contenido de magnesio y de arcilla, así como en la saturación de bases de los suelos, relacionadas probablemente con diferencias en **mineralogía** entre los materiales parentales; estas diferencias mineralógicas las evidencian los valores de la **CIC de la arcilla**, los cuales muestran las altas capacidades de almacenamiento de nutrientes que tienen los suelos derivados de neis, en comparación con los otros dos suelos.

En la Tabla 1.21 se observa el efecto de la edad y la composición de los diferentes materiales parentales sobre los suelos que se están formando bajo unas mismas condiciones climáticas; es notable la pobreza nutricional que posee el suelo desarrollado en el flujo de lodo, cuyo material parental corresponde a los productos finos de la meteorización intensa sufrida antiguamente por la anfibolita, la cual perdió buena parte de sus bases por aquellos procesos.

TABLA 1.20. Algunas propiedades químicas y contenido de arcilla del horizonte superficial de tres suelos Typic Dystropepts derivados de diferentes materiales parentales, en clima transicional entre cálido y medio

(900 - 1200 msnm) húmedo (bmh-PM), en laderas con pendientes entre 60 y 70% del municipio de Campamento (Antioquia). Datos de González y Jaramillo (1986) sin publicar.

Material Parental	pH		MO (%)	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]					Arcilla (%)	Saturación de Bases (%)
	Agua	KCl		Ca	Mg	K	CIC	CIC Ar*		
Esquisto	5.8	4.1	2.0	1.0	0.4	0.08	18.38	47.93	30	8.16
Neis	6.0	4.3	4.0	5.4	2.4	0.15	26.14	90.70	20	26.14
Serpentinita	6.6	5.3	3.4	1.6	5.8	0.09	30.78	47.96	50	30.78

* CIC de la arcilla (Ar), en cmol (+) kg⁻¹ de Ar. Todas las CIC a pH 7.0 (ver Capítulo 13).

TABLA 1.21. Algunas propiedades químicas y contenido de arcilla del horizonte superficial de varios suelos derivados de diferentes materiales sedimentarios no consolidados, en clima medio (1465 msnm) húmedo (bh-PM), en el municipio de Medellín (Antioquia).

Tipo de Sedimento	(%)		pH Agua	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]				Clasificación taxonómica según SSS (1994)
	MO	Arcilla		Ca	Mg	K	CICE ³	
Coluvial*	5.2	34	6.3	8.4	4.8	0.12	13.5	Typic Eutropepts
Diluvial**	5.8	50	4.6	1.3	0.8	0.10	3.9	Humic Hapludults
Aluvial grueso ¹	4.6	8	6.3	3.3	3.8	0.12	7.3	Typic Tropofluvents
Aluvial fino ²	4.4	41	7.0	11.4	2.1	1.46	14.4	Typic Hapludalfs

* Recubrimiento coluvial delgado de anfíbolita sobre anfíbolita: pendiente < 10%.

** Flujo de lodo antiguo de saprolito de anfíbolita; pendiente < 7%.

¹ En terraza baja del río Medellín; pendiente < 3%.

² En terraza baja de una quebrada afluyente del río Medellín; pendiente < 3%; los resultados para este suelo son de Jaramillo y González (1986), para los demás de Jaramillo, D. F.(1992), todos sin publicar.

³ CIC efectiva (ver Capítulo 13).

TABLA 1.22. Algunas propiedades del horizonte superficial, tipos de horizontes y espesor del solum de suelos derivados de dos rocas sedimentarias en clima cálido seco (bs-T), con pendiente entre 7 y 12%, en el municipio de La Pintada (600 – 800 msnm) (Antioquia). (Tomados de Jaramillo, 1997a).

Tipo de roca	(%)		pH Agua	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]				Tipo de Horizontes	Espesor del Solum (cm)
	MO	Arcilla		Ca	Mg	K	CICE		
Arcillolita*	4.5	42	6.2	10.3	7.6	0.31	18.2	Ap-Ah-Bt ₁ -Bt ₂	> 100
Arenisca**	6.9	34	5.4	7.0	5.8	0.27	13.8	Ap-R ó Ap-Cr	< 20

* Vertic Haplustalfs (SSS, 1994).

** Lithic Ustorthents (SSS, 1994).

En contraste con su baja calidad química, el suelo desarrollado en el flujo de lodo (Tabla 1.21) es el que presenta mejores características físicas, como aireación, friabilidad y drenaje, pues es el que tiene el mejor desarrollo estructural entre ellos; además, en este suelo, también, se presenta el mayor desarrollo del **solum** (es la parte del suelo compuesta por los horizontes genéticos del mismo: Horizontes A y B) y la mejor expresión de las características morfológicas de los horizontes.

Las diferencias en los contenidos de nutrientes, que se observan entre los dos suelos de la Tabla 1.22, obedecen a las diferencias en porosidad y permeabilidad que se generan en ellos, debido a la diferencia de **granulometría** que heredan de sus correspondientes materiales parentales; también, se observa que el suelo derivado de la arcillolita tiene mejores condiciones nutricionales para el

crecimiento vegetal, que el suelo desarrollado de la arenisca, el cual es más susceptible a la **lixiviación** (ver Capítulo 2).

En el suelo derivado de la arcillolita (Tabla 1.22) se aprecia un mayor desarrollo del solum, tanto en espesor como en variedad de **horizontes genéticos**, situación relacionada con las diferencias en granulometría que presentan las rocas. Ésto genera diferencias en **área superficial** en ellas y por tanto en la intensidad con que pueden actuar los procesos de meteorización y pedogenéticos. La granulometría fina facilita la alteración de mayor volumen de material y por tanto en la arcillolita se puede desarrollar un suelo más espeso. Aparte de lo anterior, la **mineralogía** de la arenisca tampoco facilita la meteorización, debido al alto contenido de cuarzo que presenta esta roca.

En las tres últimas tablas es importante notar que cuando los suelos están en el mismo clima, los contenidos de materia orgánica de ellos no varían apreciablemente, a pesar de presentarse cambios importantes en los materiales parentales u otros factores. Así se confirma, como ya se dijo antes, que esta propiedad del suelo está más controlada por el clima que por los otros factores de formación pedológicos.

RECORDAR

- **La cantidad y tipo de minerales presentes en el material parental controlan buena parte de la calidad nutricional del suelo.**
- **Las bases son los elementos más solubles que contienen los minerales y, por tanto, son eliminadas del medio rápidamente, al avanzar la meteorización.**
- **Un mismo tipo de roca puede producir diferentes tipos de suelos, pues puede producir diferentes tipos de saprolitos, dependiendo de las condiciones ambientales bajo las cuales se esté meteorizando.**
- **EL MATERIAL PARENTAL DE LOS SUELOS LO COMPONEN: EL SAPROLITO DE LAS ROCAS O LOS SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS.**
- **LA METEORIZACIÓN PRODUCE SAPROLITOS Y LA PEDOGÉNESIS PRODUCE SUELOS.**

3. LOS ORGANISMOS

Un **organismo** es el conjunto de órganos que componen un ser vivo. Su unidad básica es la **célula** y en ella se llevan a cabo procesos químicos que configuran su **metabolismo**, para los que toma elementos nutricionales y energía del ambiente; el metabolismo es, según Brock y Madigan (1991), el resultado conjunto de las reacciones catabólicas y anabólicas que se producen en la célula.

Para mantener la organización celular, se producen constantemente rupturas de compuestos químicos a otros más simples, para liberar parte de la energía concentrada en ellos (**catabolismo**) y poder así construir nuevas estructuras en la célula (**anabolismo**). Como el anabolismo

desemboca en la síntesis bioquímica de nuevos materiales, el proceso es llamado frecuentemente **biosíntesis**.

De acuerdo con la organización celular, los organismos han sido agrupados tradicionalmente en dos grandes categorías: **Procariotes** (que carecen de verdadero núcleo) y **Eucariotes** (que tienen núcleo verdadero); las diferencias fundamentales entre éstos dos grupos son:

Procariotes

Sin membrana nuclear
Tienen una molécula simple de DNA
No tienen división mitótica
Todas las bacterias

Eucariotes

Con membrana nuclear
Tienen varias moléculas de DNA
Sí tienen división mitótica
Todos los otros organismos

Con los avances de la Biología Molecular, mediante el estudio de los ácidos nucleicos se ha modificado la agrupación de los organismos expuesta anteriormente. Los **ácidos nucleicos** son el ácido desoxiribonucleico (**DNA**) y el ácido ribonucleico (**RNA**) y son polímeros de nucleótidos (polinucleótidos); cada nucleótido está compuesto por tres unidades: Un azúcar de 5 carbonos, una molécula de fosfato y una base nitrogenada (Brock y Madigan, 1991).

Los ácidos nucleicos son polímeros largos en los cuales los nucleótidos están enlazados covalentemente en una secuencia definida; la parte variable de la secuencia la componen las bases, pues la unión azúcar – fosfato siempre es la misma; la secuencia de bases representa la información genética necesaria para reproducir una copia idéntica del organismo.

Hay 3 tipos de RNA: **Mensajero**, **Transmisor** y **Ribosómico**, cada uno con funciones específicas en la célula. La comparación de la secuencia de las bases en el RNA ribosómico se utiliza para determinar la relación genética que hay entre organismos (Brock y Madigan, 1991).

Con base en los análisis secuenciales del RNA ribosómico se encontró que los organismos agrupados originalmente en los procariotes presentaban 2 líneas diferentes de relación genética, por lo cual fueron divididos en 2 nuevos grupos: **Eubacterias** y **Archaeobacterias**; quedan entonces tres grandes grupos de organismos: Los dos que acaban de mencionarse y los Eucariotes. Las Archaeobacterias son los organismos más primitivos conocidos y filogenéticamente son más afines con los Eucariotes que con las Eubacterias (Brock y Madigan, 1991).

Los organismos disponen de tres fuentes de **energía**: La luz, compuestos químicos inorgánicos y compuestos químicos orgánicos; la fuente que utilice cada organismo define grupos diferentes de ellos:

- **Fotótrofos**: Utilizan la luz como fuente de energía.
- **Litótrofos**: Obtienen energía de la oxidación de compuestos inorgánicos.
- **Organótrofos**: Obtienen energía de la oxidación de compuestos orgánicos.

El metabolismo de compuestos orgánicos es la fuente de energía de todos los animales y de una amplia mayoría de microorganismos.

De acuerdo con la fuente de **carbono** que utilizan, los organismos se agrupan en:

- ❑ **Autótrofos:** Son aquellos que utilizan el CO₂ como fuente de carbono.
- ❑ **Heterótrofos:** Son aquellos que utilizan compuestos orgánicos preformados para obtener el carbono que requieren.

También se presentan diferencias importantes entre los organismos, debidas a la posibilidad que tienen de subsistir con o sin **oxígeno** en el medio, lo cual permite agruparlos, como lo expone Burbano (1989), en:

- ❑ **Aeróbicos:** Son aquellos que requieren de la presencia de oxígeno para poder crecer.
- ❑ **Anaeróbicos:** Son aquellos que son inhibidos en su desarrollo o que mueren en presencia de oxígeno.
- ❑ **Microaerófilos:** Son aeróbicos obligados, pero que crecen mejor a bajas tensiones de oxígeno.
- ❑ **Anaeróbicos facultativos:** Son activos bajo condiciones aeróbicas o anaeróbicas.

En los organismos, los **hábitos alimenticios** también generan diferencias entre ellos. Se pueden definir los siguientes grupos más generales:

- ❑ **Herbívoros:** Se alimentan de tejidos vegetales.
- ❑ **Sapróvoros:** Se alimentan de materia orgánica en descomposición.
- ❑ **Predadores:** Se alimentan de otros animales, ingiriéndolos.
- ❑ **Parásitos:** Se alimentan de otros organismos vivos sin causarles la muerte en forma rápida.

En el suelo se presenta gran cantidad y variedad de los organismos conocidos, que constituyen su parte viva; los organismos que mayor influencia tienen sobre el desarrollo del suelo son los **vegetales**, ya que controlan el aporte de materia orgánica al mismo, tanto en lo relacionado con la cantidad, como con la calidad o tipo de materiales adicionados. Este material es uno de los más importantes del suelo por el efecto que tiene en buena parte de sus propiedades.

3.1. LA BIOTA DEL SUELO

La biota del suelo la compone el conjunto de la fauna y la flora que viven en él; la gran mayoría de los organismos del suelo vive en las capas superficiales del **litter** (residuos vegetales frescos), donde las condiciones de humedad, temperatura, ventilación y luminosidad, así como el espacio disponible, satisfacen sus necesidades.

3.1.1. Clasificación

Los organismos del suelo se pueden clasificar de acuerdo con varios criterios como puede verse a continuación.

3.1.1.1. Según el tamaño

Este es el sistema de clasificación más común. Porta et al (1994) definen las siguientes categorías:

- **Microorganismos**, aquellos que presentan tamaño menor a 200 μm .
- **Mesoorganismos**, los que presentan tamaños entre 200 μm y 6 mm.
- **Macroorganismos**, los que poseen tamaños mayores a 6 mm.

3.1.1.2. Según su hábitat en el suelo

Parisi (1979) considera dos grupos de organismos: **Hidrobios**, aquellos que viven en el agua del suelo, como bacterias, algas, protozoarios, nemátodos y buena parte de los oligoquetos, y **Atmobios**, aquellos que se han adaptado a vivir en la atmósfera hipógea del suelo como hongos, artrópodos, moluscos y vertebrados.

3.1.1.3. Según el tiempo de permanencia en el suelo

A este respecto Parisi (1979) agrupa los organismos en tres categorías:

- **Edafobios**, aquellos que cumplen todo su ciclo biológico en el suelo.
- **Edafófilos**, aquellos que no tienen que cumplir obligatoriamente todo su ciclo biológico en el suelo, pero que prefieren el ambiente de éste para vivir.
- **Edafógenos**, organismos que se pueden encontrar casualmente en el suelo, pero que no presentan ninguna adaptación especial para vivir en él.

3.1.2. La microbiota del suelo

En este grupo se incluyen organismos microscópicos, tanto vegetales (**microflora**) como animales (**microfauna**); a la microflora pertenecen las bacterias (eubacterias y archaeobacterias), los hongos y las algas, en tanto que a la microfauna pertenecen los protozoarios.

La microbiota del suelo se establece, preferencialmente, en la **rizosfera**: región del suelo bajo la influencia inmediata de la raíz, la cual se caracteriza por tener alta cantidad de carbono disponible (ver Capítulo 15). En ella la cantidad de microorganismos disminuye al aumentar la distancia a partir de la superficie de la raíz de las plantas y al aumentar la profundidad en el suelo (Paul y Clark, 1989; Pritchett, 1991).

A continuación se describen los principales grupos de microorganismos del suelo y sus características más sobresalientes.

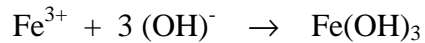
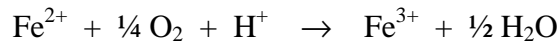
3.1.2.1. Bacterias

Son los microorganismos más numerosos y más pequeños del suelo; la mayoría son **heterótrofos** y son organismos importantes en los procesos de descomposición de la materia orgánica y en el reciclaje de energía y de nutrientes como N, P, S, Fe y Mn; el tipo más importante, desde el punto de vista de los suelos, es el de las Eubacterias.

Algunas bacterias son capaces de utilizar el nitrógeno atmosférico, el cual puede pasar a la planta cuando ellas mueren, contribuyendo a su nutrición nitrogenada; este proceso de fijación de nitrógeno, por la importancia que tiene en el manejo biológico del suelo, se ampliará más adelante, en el Capítulo 15. Dentro del grupo de las bacterias también se presentan especies que producen antibióticos y toxinas para otros organismos del suelo, así como patógenos de animales y vegetales.

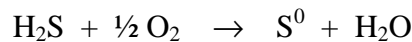
Un género de bacteria litotrófica, notable por su actividad oxidante es el *Thiobacillus*; puede intervenir en reacciones como las siguientes, según Brock y Madigan (1991):

- Oxidar Fe^{2+} a Fe^{3+} , en medio ácido:

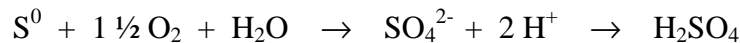


- Si en el medio, el ácido dominante es el sulfúrico, el Fe^{3+} no puede precipitar como hidróxido. Se forma un complejo mineral sulfatado llamado **jarosita** $[\text{HFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ (Brock y Madigan, 1991).

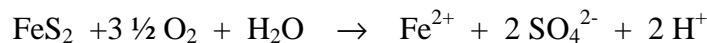
- Oxidar el ácido sulfhídrico:



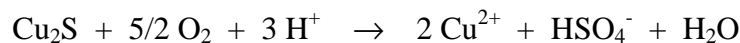
- Oxidar el azufre elemental:



- Oxidar la pirita:



- Oxidar cobre:



Las bacterias no sólo intervienen en procesos de oxidación; también hay bacterias capaces de reducir Fe^{3+} a Fe^{2+} , Mn^{4+} a Mn^{2+} y sulfato a ácido sulfhídrico.

Todas las transformaciones que se mencionaron anteriormente, producen cambios en las condiciones nutricionales y mineralógicas del medio; estos cambios condicionan su evolución y el tipo de organismos mayores que pueden establecerse en él.

Las condiciones ambientales que más favorecen el desarrollo de las eubacterias en el suelo son:

- Humedad: Que el suelo se encuentre con un contenido de agua entre 50 y 75% de su capacidad de campo o que el agua esté retenida a tensiones entre 3 y 0.05 Mpa (Paul y Clark, 1989; Burbano, 1989; Pritchett, 1991).
- Temperatura: Que esté entre 25 y 35°C; muy pocas eubacterias se encuentran a temperaturas menores de 15°C o mayores de 45°C (Brock y Madigan, 1991; Pritchett, 1991).
- pH: Cercano a la neutralidad o débilmente alcalino. Pritchett (1991) sostiene que las condiciones de acidez en el suelo inhiben un buen número de bacterias y otros microorganismos.
- La materia orgánica es indispensable para el suministro de carbono.

Brock y Madigan (1991) discuten ampliamente la clasificación de las bacterias, mostrando la agrupación que se ha hecho de ellas, con base en los estudios secuenciales de su RNA ribosómico; de dicha discusión se resume lo siguiente.

3.1.2.1.1. Eubacterias

Se presentan en 11 grupos de afinidad genética así:

- **Proteobacterias:** Bacterias fototróficas púrpura; se presenta una gran cantidad de géneros importantes en el suelo como: *Rhizobium*, *Nitrobacter*, *Beijerinckia*, *Pseudomonas*, *Nitrosomonas*, *Thiobacillus*, *Azotobacter*, *Desulfovibrio*, *Bradyrhizobium*, *Agrobacterium*, *Derrxia*.
- **Bacterias verdes del azufre:** Fototróficas, sin géneros importantes en el suelo.
- **Bacterias verdes no sulfúricas:** Fototróficas, sin géneros importantes en el suelo.
- **Cyanobacterias:** Antes algas verde – azules; fototróficas; géneros importantes en el suelo: *Anabaena*, *Nostoc*, *Calothrix*.
- **Planctomyces / Pirella:** Sin géneros importantes en el suelo.
- **Espiroquetas:** Sin géneros importantes en el suelo.
- **Bacterioides / Flavobacterium:** Sin géneros importantes en el suelo.
- **Clamidia:** Parásitos obligados; sin géneros importantes en el suelo.
- **Deinococcus / Thermus:** Sin géneros importantes en el suelo.
- **Eubacterias Gram positivas:** Géneros importantes en el suelo: *Clostridium* y *Bacillus*. Además, a este grupo pertenecen los Actinomicetos que son bacterias filamentosas comunes en suelos neutros a alcalinos, bien drenados. Géneros importantes de Actinomicetos son: *Anthrobacter*, *Nocardia*, *Streptomyces* (productoras de antibióticos), *Frankia* (importante por su capacidad de asociarse con especies forestales y fijar nitrógeno).
- **Thermotoga / Thermosipho:** Sin géneros importantes en el suelo.

Los actinomicetos son organismos muy activos en la descomposición de celulosa y de otros compuestos orgánicos más resistentes y complejos del suelo, por lo cual son importantes en la **humificación** de la materia orgánica; son aerobios.

Algunas cianobacterias como *Nostoc* tienen la capacidad de formar asociaciones simbióticas con algunos hongos, llamadas **líquenes**, muy eficientes en la utilización del nitrógeno atmosférico.

3.1.2.1.2. Archaeobacterias

Son organismos que prosperan en condiciones ambientales extremas; se presentan en 4 grupos así:

- ❑ **Metanógenas:** Relacionadas con el metabolismo del metano; sin géneros importantes en el suelo.
- ❑ **Halófitas:** De ambientes extremadamente salinos; sin géneros importantes en el suelo.
- ❑ **Extremadamente termofílicas:** De ambientes con temperaturas altas extremas; sin géneros importantes en el suelo.
- ❑ **Thermoplasma:** De condiciones ambientales excepcionales: Temperatura óptima: 55°C, pH óptimo: 2; sin géneros importantes en el suelo.

3.1.2.2. Hongos

Son organismos que participan activamente en la descomposición del **litter** en los suelos ácidos y en la **humificación** en ellos; son **heterótrofos** y muy eficientes en la descomposición de compuestos resistentes a las bacterias, como celulosa, hemicelulosa, lignina, grasas y almidones (Pritchett, 1991).

Aparte de lo anterior, los hongos juegan un importante papel en la nutrición de las plantas, porque forman asociaciones con sus raíces llamadas **micorrizas** (ver Capítulo 15). Cochran et al (1994) sostiene que por lo menos en el 85% de las plantas se presentan asociaciones micorrícicas; además, compiten activamente con la planta por nitratos y amonio. El micelio de algunos de ellos puede causar **hidrofobicidad** en el suelo. Son abundantes las especies **fitopatógenas**.

Ambientalmente, Burbano (1989) establece que las condiciones que favorecen el desarrollo de los hongos son:

- ❑ Humedad: No resisten condiciones de sequía ni de saturación.
- ❑ Temperatura: Entre 25 y 35 °C.
- ❑ pH: Ligeramente ácido a neutro; Pritchett (1991) sostiene que se adaptan mejor que los otros microorganismos a suelos ácidos.
- ❑ Requieren sustratos carbonáceos oxidables.

Brock y Madigan (1991) resumen la clasificación de los hongos en los siguientes grupos:

- ❑ **Ascomycetes:** Género común: *Saccharomyces*.
- ❑ **Basidiomycetes:** Llamados **setas**; aquí se encuentran géneros importantes de hongos formadores de **ectomicorrizas** como: *Amanita*, *Agaricus*; *Boletus*.
- ❑ **Zygomycetes:** Llamados mohos del pan; los géneros *Mucor* y *Rhizopus* son frecuentes.
- ❑ **Oomycetes:** Llamados mohos del agua; sin géneros importantes en el suelo.
- ❑ **Deuteromycetes:** Conocidos como hongos imperfectos; se presentan muchos géneros en el suelo, algunos endomicorrícicos, como: *Aspergillus*, *Fusarium*, *Penicillium*, *Trichoderma*, *Rhizoctonia*, *Botrytis*, entre otros.

3.1.2.3. Algas

Son organismos **fotoautótrofos** importantes en el proceso de colonización del material parental. Ellas inician el proceso de formación de suelo. Además, en suelos ya formados, son una fuente importante de materia orgánica (Burbano, 1989).

Las condiciones ambientales óptimas para su desarrollo son:

- Humedad: Debe estar entre 60 y 80 % de la capacidad de campo del suelo, aunque soportan bien la inundación.
- Temperatura: Se han encontrado en el rango extremo comprendido entre - 11.5 y 87 °C.
- pH: Entre 5.5 y 8.5, aunque hay variaciones importantes entre los diferentes grupos; así, las verdes se adaptan bien a suelos ácidos; las verde-azules a suelos neutros ó alcalinos y prácticamente no se presentan en suelos con pH < 5.2 y las diatomeas prefieren suelos neutros y alcalinos. En términos generales las algas no se presentan en suelos con pH < 5.0.
- Sustrato orgánico: No lo requieren para su desarrollo.
- Luz: Es indispensable para que puedan realizar la fotosíntesis.
- Sales: Resisten altas concentraciones en el medio.

Brock y Madigan (1991) referencian 6 grupos de estos organismos:

- **Chlorophyta**: Llamadas **algas verdes**; los géneros *Chlamydomonas*, *Chlorella* y *Ulothrix* son comunes en suelos ácidos.
- **Chrysophyta**: Conocidas como **diatomeas**, en suelos neutros a alcalinos son comunes los géneros *Navicula* y *Pinnularia*.
- Los grupos Euglenophyta, Phaeophyta o algas pardas, Pyrrophyta o dinoflagelados y Rhodophyta o algas rojas, no presentan géneros importantes en el suelo.

3.1.2.4. Protozoarios

Son animales que digieren partículas de materia orgánica no soluble, transformándola en soluble. Además, controlan poblaciones de microorganismos en el suelo, ya que se alimentan de bacterias y de algas (Burbano, 1989; Pritchett, 1991).

Las condiciones ambientales más adecuadas para su desarrollo, según Burbano (1989) son:

- Humedad: Requieren suelo húmedo a saturado.
- Temperatura: Próxima a los 30 °C.
- pH: Entre 3.5 y 9.7, con un rango óptimo comprendido entre 6 y 8.
- La adición de materia orgánica fresca incrementa sus poblaciones.

Brock y Madigan (1991) referencian 4 grupos de estos organismos:

- **Mastigophora**: Son flagelados y en el suelo se presentan géneros importantes como *Euglena* y *Monas*.
- **Sarcodina**: Es el grupo de las **amebas** con los géneros *Amoeba* y *Entamoeba* como importantes en el suelo.

- **Ciliophora:** Son ciliados; algunos géneros comunes en el suelo son: *Paramecium*, *Colpoda*, *Pleuronema* y *Vorticella*.
- **Sporozoa:** Todos son **parásitos**; en el suelo se encuentra con frecuencia el género *Plasmodium*.

3.1.3. La meso y macrofauna del suelo

3.1.3.1. Generalidades

Los principales grupos de animales que pertenecen a este componente biótico del suelo son los **anélidos** y los **artrópodos**; los primeros se refieren a las lombrices de tierra y los segundos a aquellos animales que presentan un esqueleto externo endurecido que recubre todo su cuerpo, como una coraza y que son articulados. Los principales representantes de los artrópodos son los insectos, los arácnidos, los miriápodos y los crustáceos; otros grupos que se destacan son los **nemátodos** (algunos pocos, por su tamaño, se ubican dentro de los microorganismos), los **moluscos** y algunos **vertebrados** roedores y mamíferos pequeños.

La mayoría de los animales de la meso y macrofauna del suelo, a excepción de los anélidos, viven en la capa superficial del mismo. Allí se acumulan los residuos orgánicos frescos que llegan al suelo y que les suministran condiciones adecuadas de humedad, temperatura y ventilación.

Los organismos que integran la meso y macrobiota del suelo desempeñan un papel fundamental en la fragmentación, transformación y translocación de materiales orgánicos en él. Además, aportan considerables cantidades de biomasa al suelo y mejoran algunas de sus propiedades físicas; también, en estos grupos de organismos se presentan algunos animales que son herbívoros y que pueden convertirse en plagas para las plantas, así como otros que son parásitos o predadores.

3.1.3.2. La lombriz de tierra

Este animal pertenece al Phylum **Anélido** que quiere decir cuerpo anillado y a la clase **Oligochaeta** que significa que poseen pocas cerdas o cerdas que salen de los anillos; es un animal vermiforme (con forma de gusano), con su cuerpo anillado y con pocas cerdas que salen de los anillos; es de sangre fría, por lo cual requiere de humedad para regular su temperatura.

Parisi (1979) y Porta et al (1994) reportan que las lombrices de tierra se agrupan en dos familias fundamentales: La **Enchytraeidae** y la **Lumbricidae**. A la primera corresponden las lombrices pequeñas y a la segunda, las más grandes; desde el punto de vista de su aporte al suelo, las lombrices más importantes son las de la familia Lumbricidae; en esta familia se pueden diferenciar dos grupos por el hábitat que ocupan en el suelo: Las **epígeas**, que viven en la superficie del suelo, y las **endógeas**, que viven en el interior del mismo.

Las lombrices son **sapróvoras** y requieren para su alimentación abundante materia orgánica, con baja relación C/N y bajo contenido de lignina, según Cochran et al (1994); según Porta et al (1994), también requieren sustratos con buen contenido de carbonato de calcio.

De acuerdo con varios trabajos citados por Escobar (1997), las condiciones que favorecen el desarrollo de la lombriz de tierra son:

- El pH óptimo entre 5.5 y 6.5, aunque pueden crecer en un rango entre 4.5 y 8.
- La temperatura óptima varía entre 15 y 25°C.
- La humedad: Indispensable para mantener su cuerpo frío y húmedo; toleran saturación del suelo, pero con presencia de oxígeno.

Chamorro (1990) encontró, en suelos del páramo de Sumapaz (Cundinamarca), que el 80% de las lombrices se ubicaban en los primeros 20 cm del suelo y la densidad de población la correlacionó en forma significativa e inversa con el contenido de **aluminio intercambiable** y directa con la **CIC** y con el contenido de carbono orgánico de aquel.

Algunos géneros importantes de lombrices de tierra son *Lumbricus*, *Eisenia*, *Rhinodrilus* y *Martiodrillus*.

3.1.3.3. Los artrópodos

En los artrópodos, los órdenes que se presentan con más frecuencia en los suelos son: Díptera (moscas), Coleóptera (cucarrones o escarabajos), Collémbola, Arachnida (arañas), Himenóptera (hormigas), Isóptera (termitas), Diplópoda (milpies) y Quilópoda (ciempiés); en los moluscos los principales son Helicoidea (caracoles) y Limacoidea (babosas) (Pritchett, 1991; Cochran et al, 1994).

En todos los suelos no se presenta la misma cantidad y tipo de fauna. Ésta depende de las condiciones ambientales en las cuales se encuentra el suelo, así como de algunas de las propiedades de éste y de su manejo.

El IGAC (1986), en suelos de los Llanos orientales de Colombia, encontró que las lombrices se presentaban en abundancia en suelos que tuvieran alto contenido de materia orgánica, buena humedad y buena aireación; las hormigas preferían los suelos con alto contenido de arena y las termitas con alto contenido de arcilla.

En Oxisoles y Ultisoles bien drenados de la Orinoquia, el IGAC (1986) encontró que la cantidad de los organismos dominantes de la meso y macrofauna decrecía en el siguiente orden: hormigas > termitas > arañas > cucarrones, mientras que cuando los Oxisoles estuvieron mal drenados, el orden de decrecimiento fue hormigas > cucarrones > arañas. Chamorro et al (1986), también observaron que en éstos Oxisoles mal drenados, la variedad en la meso y macrofauna del suelo es menor que cuando tienen buen drenaje.

Se realizaron dos trabajos en condiciones climáticas extremas: Uno en Entisoles e Inceptisoles de Arauca (Colombia), donde Zuluaga et al (1995) encontraron la siguiente secuencia decreciente en la abundancia relativa de organismos en el horizonte superficial del suelo en sabana natural: Collémbola (71.6%) > Acarina (12.6%) > Hymenóptera (3.77%) > Coleóptera (3.35%) > Díptera (2.45%); el otro, en contraste, en Andisoles e Histosoles de páramos en los alrededores de la

Sabana de Bogotá, en bosque alto andino, Chamorro (1989) encontró la siguiente secuencia: Díptera (> 50%) > Arachnida (20%) > Coleóptera > Orthóptera > Collémbola.

En los resultados expuestos en el párrafo anterior puede haber algún efecto del tipo de suelo y de la cobertura pero, obviamente, no todas las diferencias presentadas las explican estos factores. Las relaciones entre estos organismos, con el uso y con el manejo del suelo, se tratarán en el Capítulo 15.

3.1.3.4. *Nemátodos*

Son los animales pluricelulares más pequeños del suelo. Por su tamaño, durante sus desplazamientos, no alcanzan a generar en él mayores disturbios.

Los nemátodos tienen un importante efecto sobre la descomposición de la materia orgánica del suelo y sobre los ciclos de los nutrientes en el mismo, aunque también hay una buena cantidad de ellos que son parásitos y predadores de animales, así como fitopatógenos.

Según Porta et al (1994), el desarrollo de la mayoría de estos animales se ve favorecido en los suelos de texturas medias a gruesas y no prosperan bien en suelos con bajo contenido de humedad; Madrigal y Duque (1972) citan algunos trabajos en los cuales se estableció que temperaturas mayores de 40°C causaban la muerte a la mayoría de estos animales y que la temperatura óptima estaba entre 30 y 37°C y el pH entre 4 y 8.

Algunos géneros frecuentes en el suelo son:

- **Sedentarios:** Son aquellos que en alguna etapa de su vida pierden su capacidad de locomoción como *Meloidogyne*, *Heterodera*.
- **Migratorios:** Tienen capacidad de traslocación toda la vida como *Pratylenchus*, *Tylenchorrynychus*, *Radopholus*.
- **Predadores de otros nemátodos:** A éstos corresponden algunas especies de los géneros *Tryphila*, *Mononchus*, *Dorylaimus*, *Seinura*.
- **Trasmisores de virus a plantas:** A éstos pertenecen algunas especies de los géneros *Trichodorus*, *Longidorus*, *Xiphinema*.

3.1.4. Efectos de la biota sobre el suelo

Los organismos vivos del suelo cumplen variados papeles en la evolución y en las características del mismo. Además, participan activamente en su ecología y en sus posibilidades de uso.

3.1.4.1. *Los microorganismos*

Los microorganismos del suelo realizan una gran cantidad de actividades en él. Intervienen en varios procesos y reacciones que se dan en el mismo, relacionados con su génesis. Ellos:

- Aportan materia orgánica al suelo: La biomasa microbial puede representar alrededor del 5% de la materia orgánica total del suelo, con la ventaja de que es el tipo de material que más rápidamente se incorpora al mismo (CAB International, 1993). Cadena et al (1998)

estimaron aportes de biomasa microbial de hasta 608.28 mg de C g⁻¹ de suelo, en un Oxic Dystropepts de Santander de Quilichao (departamento del Cauca), con base en parcelas experimentales sometidas a labranza reducida.

- Forman y estabilizan estructura en el suelo, especialmente los hongos con su micelio; los exudados y metabolitos microbiológicos son cementantes bastante eficientes.
- Intervienen en los procesos de transformación de la materia orgánica del suelo, por ejemplo cuando producen las enzimas necesarias para que se produzcan algunas reacciones, como Amilasas para hidrolizar almidón o Celulasas, para hidrolizar celulosa, producidas por algunas bacterias, hongos y actinomicetos. También la producción de Fenolasa para oxidar la lignina, por parte de algunos hongos (Burbano, 1989).
- Algunos Basidiomycetes utilizan la lignina o la celulosa como fuentes de energía y de carbono. Se convierten en importantes agentes de transformación de la madera en bosques (Brock y Madigan, 1991).
- Pueden producir transformaciones en el suelo que causan pérdidas de elementos o de compuestos en el mismo; en este sentido, son ampliamente conocidos los procesos de desnitrificación, los cuales producen transformaciones de nitratos o nitritos, a nitrógeno molecular (N₂) o a óxido de nitrógeno, los cuales se pierden por volatilización; este proceso lo hacen bacterias de los géneros *Agrobacterium*, *Bacillus*, *Pseudomonas*, *Thiobacillus*, entre otras (Munévar, 1991).
- Ejercen control sobre las poblaciones de microorganismos en el suelo, ya que, por ejemplo, muchos protozoarios se alimentan de bacterias y algas, manteniendo el equilibrio microbiológico del suelo; además, algunos hongos como *Penicillium* y algunos Actinomicetos, como *Streptomyces*, producen antibióticos y participan con estos mecanismos en el control mencionado (Burbano, 1989).
- Algunos microorganismos del suelo tienen la capacidad de alterar algunos minerales como biotita, muscovita e illita, contribuyendo así a la meteorización del mismo.

3.1.4.2. Los meso y macroorganismos

La fauna del suelo cumple un papel fundamental en la **transformación** y **translocación** de la materia orgánica, así como en la trituración y adecuación de ella, para que los microorganismos puedan llevar a cabo en forma fácil y rápida su mineralización y/o su humificación.

Romero y Chamorro (1991) trabajaron con lombrices de tierra y diferentes sustratos. Encontraron que, con una mezcla de banano, café, naranja, papaya y granadilla, 4091 individuos transformaron 4453.8 g de material en un año. También, Arango y Dávila (1991) encontraron que 5 kg de lombrices *Eisenia foetida* (lombriz roja californiana) descompusieron 270 kg de pulpa de café con 85% de humedad, en 80 días. Estos resultados muestran la magnitud de las transformaciones que pueden llevar a cabo estos organismos.

Aparte de lo anterior, un efecto importante que tienen estos organismos sobre el suelo es el aporte de abundantes cantidades de biomasa que incrementa notablemente la cantidad y variedad de la materia orgánica en él; en la Tabla 1.23 se presentan algunos valores de densidad de individuos (meso y macrofauna) del suelo, así como de la cantidad de biomasa que producen, bajo diferentes condiciones climáticas, de suelo y de uso del suelo.

TABLA 1.23. Producción de biomasa (promedia de 7 muestreos realizados durante 8 meses) por algunos meso y macroorganismos en suelos colombianos.

SUELO	REGION	USO DEL SUELO	INDIVIDUOS POR m ²	BIOMASA* (g m ⁻²)	REFERENCIA
Andisol	Páramo Chisacá	Ninguno	18307	1636.03	Zerda y Chamorro (1990)
Andisol	Páramo Chisacá	Papa, Kikuyo	13234	748.03	Idem anterior
Inceptisol	Páramo Chingaza	Ninguno	8932	535.76	Infante y Chamorro (1990)
Inceptisol	Páramo Chingaza	Papa, Kikuyo	-	588.42	Idem anterior

* Como peso húmedo de la fauna encontrada.

La fauna del suelo lleva a cabo otras acciones como son:

- Mejorar la agregación y, consecuentemente, la aireación y la infiltración, sobre todo aquellos individuos de mayor tamaño, debido a su desplazamiento en el suelo.
- Transportar materiales orgánicos al interior del suelo: Lombrices, hormigas, termitas.
- Transportar materiales desde el interior hacia la superficie del suelo, generando un intenso reciclaje de elementos en los sólidos acarreados: Hormigas, lombrices.
- Mantener en equilibrio las poblaciones de otros organismos: Predadores como algunos ciempiés, arañas, escorpiones, coleópteros y colémbolos.

RECORDAR

- La biota del suelo la componen micro, meso y macroorganismos, animales y vegetales.
- Los organismos más abundantes son los micro, compuestos por bacterias, hongos, algas y protozoarios. La mayoría de ellos son heterótrofos y aeróbicos.
- Los grupos de bacterias más importantes en el suelo son: Proteobacterias, Cianobacterias y Eubacterias Gram positivas; prefieren suelos con buena fertilidad.
- Los grupos de hongos más importantes en el suelo son: Basidiomycetes y Deuteromycetes; prosperan mejor que las bacterias en suelos ácidos.
- Los microorganismos aportan y transforman materia orgánica, tienen parte activa en el ciclo geoquímico de muchos elementos y transforman algunos minerales.
- Los meso y macroorganismos más importantes del suelo son: Anélidos (lombrices), artrópodos (insectos, arácnidos, miriápodos y crustáceos) y nematodos (gusanos).
- Los meso y macroorganismos aportan, transforman y translocan materia orgánica; reciclan nutrientes y mejoran el espacio poroso.

3.2. EL HOMBRE

Un organismo que tiene enorme ingerencia en el suelo es el hombre, puesto que utiliza este recurso de variadas formas y para muchos fines; los efectos más sobresalientes que tienen algunas de las actividades antrópicas sobre el suelo se resumen en la Tabla 1.24.

TABLA 1.24. Algunas actividades antrópicas y sus efectos en el suelo.

ACTIVIDAD	EFEECTO SOBRE EL SUELO
La fertilización	Mejora productividad, aumenta producción de biomasa y población de microorganismos, incrementa el aporte de materia orgánica; en exceso puede producir el efecto contrario al causar toxicidades y/o contaminación.
El abonado orgánico	Produce los mismos efectos que la fertilización. Además, mejora la estructura del suelo con todo lo que esto implica en las condiciones hídricas y mecánicas de él.
El encalamiento	Mejora la nutrición vegetal y el ambiente para los microorganismos aunque es posible que se alteren las relaciones poblacionales entre grupos; puede mejorar la estructura y alterar las características del intercambio iónico de bases.
El riego	Cambia el comportamiento hídrico; incrementa la velocidad de procesos como solubilización, hidratación e hidrólisis, aumentando la alteración de minerales y de materia orgánica; si se hace bien mejora productividad; mal hecho puede producir salinidad o sodicidad y el consecuente deterioro físico y químico; también puede producir erosión.
El drenaje	Aumenta la aireación y por tanto acelera procesos de mineralización de materia orgánica y alteración de ciertos minerales; favorece la estructuración; en exceso, en ciertos suelos, puede causar dificultades para el humedecimiento posterior.
La mecanización	Mejora la aireación con todos sus beneficios, hecha adecuadamente; aumenta las posibilidades de la planta para explorar el suelo con el consiguiente aporte de materia orgánica y el reciclaje de nutrientes; si se hace inadecuadamente, se deteriora la estructura y se puede llegar a compactar el suelo; además, se pueden generar problemas de erosión.
El uso irracional (Tipo y/o intensidad de uso no adecuados a las posibilidades del suelo).	Genera deterioro severo en sus propiedades, lo que se refleja en una pérdida de productividad y de cobertura vegetal, aumentando la susceptibilidad a la erosión; la aplicación intensiva de insumos a un suelo con baja productividad puede generar problemas de contaminación, tanto del suelo mismo, como de otros recursos como el agua.
Las construcciones	Eliminan el suelo completamente, casi siempre.

3.3. LA VEGETACIÓN

3.3.1. Generalidades

Como ya se mencionó, la vegetación está conformada por los organismos que mayor influencia tienen sobre el desarrollo del suelo. Éstos controlan el aporte de materia orgánica en él, tanto en lo relacionado con la cantidad, como con la calidad o tipo de materiales adicionados.

El contenido de materia orgánica de un suelo, en un momento dado, depende del aporte de materiales orgánicos que se haga a dicho suelo, así como de la velocidad con la cual éstos se descomponen; la cantidad de materia orgánica que se aporta al suelo es bastante variable y depende sensiblemente del tipo de cobertura vegetal, como se aprecia en la Tabla 1.25.

Los resultados obtenidos por Arias, citado por Young (1994), ilustran la variabilidad que se presenta en la velocidad de descomposición de residuos orgánicos en relación con su procedencia, como se ve en la Tabla 1.26. En este caso, la **vida media** es el tiempo que tarda una determinada cantidad el material en perder la mitad de su peso.

TABLA 1.25. Aporte de residuos vegetales al suelo, por parte de diferentes coberturas, como materia seca en $t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ o por cosecha, según el caso. (Según varios autores citados por Burbano, 1989).

COBERTURA VEGETAL		MATERIA SECA ACUMULADA (t ha ⁻¹)
Bosque Tropical Húmedo	Brasil	7.3
	Venezuela	4.6
	Colombia	12.0
	Sorgo	2 - 8
	Maíz	1 - 6
	Arroz	4
	Maní	2.5 - 3.5
	Algodón	1.5 - 4.0

TABLA 1.26. Vida media de hojas de especies forestales útiles en agroforestería en el piso premontano de Colombia, según Arias, citado por Young (1994).

ESPECIE	VIDA MEDIA (días)
<i>Albizia carbonaria</i>	60
<i>Gliricidia sepium</i>	80
<i>Sesbania grandiflora</i>	80
<i>Erythrina sp.</i>	120
<i>Cajanus cajan</i>	120
<i>Cassia grandis</i>	180

Pritchett (1991) reporta que la hojarasca producida en los bosques caducifolios se descompone relativamente rápido y que se transforma en un humus enriquecido, en tanto que la hojarasca aportada por los bosques de coníferas es bastante resistente a la descomposición y fuertemente ácida, lo que estimula el proceso de **podzolización** en el suelo (ver Capítulo 2).

Zinke, citado por Birkeland (1980) encontró que en suelos arenosos de dunas de California, bajo cobertura de *Pinus contorta* de 45 años de edad, se presentaban diferencias de pH de 1.5 y más entre el suelo por debajo del árbol y el suelo muestreado en áreas sin vegetación. El mismo autor encontró también que el contenido de nitrógeno en el horizonte superficial del suelo bajo los árboles era casi el doble del contenido en el suelo por fuera de la influencia de aquellos.

Birkeland (1980) expone un caso extremo de influencia de la vegetación sobre la pedogénesis observado en Nueva Zelanda, donde observó que en los sitios bajo la influencia de *Podocarpus* sp. y de *Agathis australis* era el único lugar en el cual se presentaban Espodosoles; estos suelos, así como los procesos de podzolización, desaparecían donde terminaba la influencia de los árboles mencionados.

Estudios tan específicos, como los citados anteriormente, son escasos en Colombia; puede mencionarse el de Cortés et al (1990) en Andisoles de la Sabana de Bogotá, en el cual se encontró que las coníferas y los eucaliptos causaban deterioro estructural en el suelo, debido a que inducían cambios drásticos en su comportamiento hidrológico.

En suelos del oriente antioqueño y del altiplano de Popayán, Moreno (1987) encontró que los valores de los contenidos de Mg y K fueron significativamente menores en Andisoles bajo plantaciones de *Pinus patula*, en comparación con los mismos suelos bajo pastos; la CICE y el Al también fueron menores en Andisoles bajo *P. patula*, comparados con los valores obtenidos en

aquellos suelos bajo bosque natural. El pH de los Andisoles bajo *P. patula* fue significativamente menor que el pH que se presentó en los Andisoles bajo bosque natural y bajo pastos.

3.3.2. Caracterización de la vegetación natural

Para definir la vegetación natural de una zona, con el objetivo de identificar este factor de formación del suelo, puede recurrirse a la propuesta de “Formaciones vegetales de Colombia” de Cuatrecasas, expuesta por Malagón et al (1995). Esta propuesta se resume a continuación:

- **Selva basal:** Ubicada entre 0 y 1000 msnm. Tiene una temperatura media anual que oscila entre 23 y 30 °C y una precipitación total anual mayor a 1800 mm. Presenta árboles siempre verdes de hasta 40 m de altura y 1 m de diámetro, sostenidos por raíces tabulares o zancos. El sotobosque lo componen hierbas gigantes y arbustos grandes. Son numerosos los bejucos leñosos, las palmas y las epífitas.
- **Selva subandina:** Entre 1000 y 2400 msnm. Presenta temperaturas promedias anuales entre 16 y 23 °C y precipitaciones regularmente distribuidas mayores a 1000 mm; la fisonomía del bosque es muy similar a la de la selva basal, aunque disminuye la presencia de árboles con raíces tabulares y la altitud más frecuente de estas plantas fluctúa entre 15 y 30 m; también disminuye la cantidad de palmas grandes, lianas y epífitas leñosas; se empiezan a presentar árboles con hojas pequeñas (micrófilas).
- **Selva andina:** También llamada “Bosque andino”. Forma una banda entre los 2400 y los 3800 msnm que permanece húmeda debido a la alta nubosidad y niebla y a las bajas temperaturas medias anuales que varían entre 6 y 15 °C. Presenta una precipitación total anual que oscila alrededor de 1000 mm; con el ascenso disminuyen los árboles y predominan las micrófilas y nanófilas; hay gran exuberancia de epífitas, principalmente Bromeliaceae y orquídeas, además de musgos y líquenes.
- **Páramo:** Amplias regiones desarboladas en las partes altas de las cordilleras que van desde el bosque andino hasta las nieves perpetuas (4700 msnm). Presentan condiciones meteorológicas muy contrastantes y drásticas con temperaturas medias anuales que varían entre 2 y 12 °C, en términos generales. La vegetación dominante corresponde a Poaceae mezcladas con arbustos pequeños de hojas coriáceas y plantas cespitosas, almohadilladas y arrosietadas.
- **Sabana:** Llanuras cubiertas por vegetación baja, principalmente Poaceae y algunos arbustos y árboles muy esparcidos. Se presentan en regiones bajas y cálidas, donde la estación seca es más o menos larga.
- **Formaciones xerófitas:** Características de zonas muy secas, donde dominan los árboles pequeños y los arbustos achaparrados de hojas coriáceas y cutícula gruesa. Son abundantes las plantas espinosas y las cactáceas de gran tamaño y densidad; las gramíneas que se presentan generalmente se marchitan en la época seca.
- **Manglares:** Son asociaciones de arbustos o árboles perennifolios y halófitos, que forman una selva densa de gran altura en las áreas costeras tropicales y cerca a los estuarios de los ríos.
- **Formaciones de márgenes de ríos:** Compuestas por vegetación heliófila, comprenden principalmente gramíneas monoespecíficas de tallos rastreros y estoloníferas; en etapas intermedias de colonización se encuentran cañabrava, sauces y platanillos y, cuando la colonización es avanzada, hay presencia de árboles grandes con muy poca variedad de especies.

La cobertura vegetal natural puede haber sido reemplazada por algún tipo de uso comercial. En este caso, se describen el tipo y la intensidad del uso que se está haciendo de la tierra. El tipo de uso se describe nombrando el tipo de explotación que se tiene en el suelo. Si dicho uso es agropecuario, debe aclararse el tipo específico de uso, por ejemplo, pastos mejorados, pastos naturales, cultivo de algodón, cultivo de papa, etc.

Con respecto a la intensidad con la cual se hace la explotación detectada, ésta define el mayor o menor grado de manipulación y, por tanto, de alteración que se está haciendo en el suelo. Puede describirse como **intensiva**, **semi-intensiva** o **extensiva**; en el orden en que están expuestos los términos anteriores, decrece la intensidad de uso. Una mayor intensidad de uso implica una mayor probabilidad de deterioro para el suelo y, por tanto, debe estar acompañada de un mayor número de prácticas de manejo preventivo contra aquella posibilidad.

3.4. LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

Todos los residuos de origen vegetal y animal que llegan al suelo conforman la materia orgánica del mismo; la principal fuente de ella son los residuos vegetales, los cuales aportan energía y alimento a los organismos del suelo, al tiempo que son la materia prima para la formación de los coloides orgánicos (**humus**) que se acumulan en el suelo.

3.4.1. Tipos de materiales orgánicos del suelo

Los materiales orgánicos que se encuentran en el suelo se agrupan de acuerdo con su grado de transformación, como se muestra en la Tabla 1.27, elaborada con base en información tomada de Burbano (1989).

TABLA 1.27. Principales grupos de materiales orgánicos del suelo (No hay ninguna correspondencia horizontal).

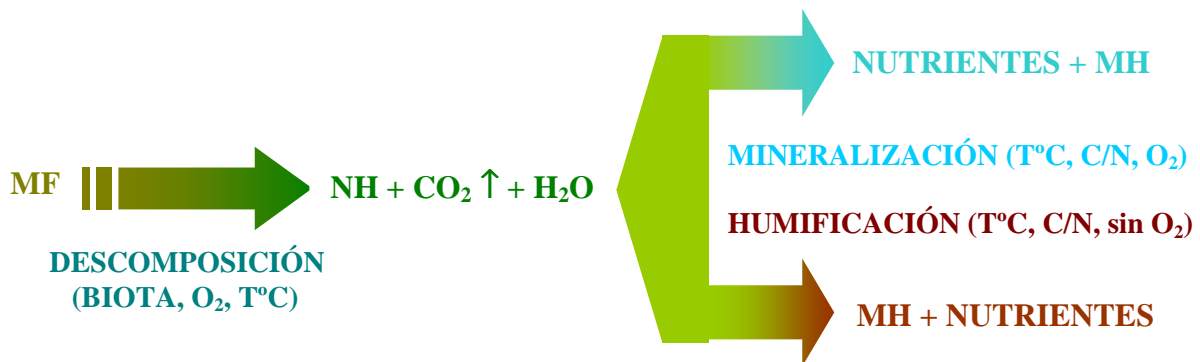
Materia orgánica fresca (MF) {Órganos}	Materia orgánica no húmica (MNH) {Compuestos químicos simples}	Materia orgánica húmica (MH) {Coloides orgánicos}
Hojas	Celulosa (15-60 %)	Ácido fúlvico
Tallos	Hemicelulosa (10-30 %)	Ácido himatomelánico
Raíces	Lignina (5-30 %)	Ácido húmico
Flores	Azúcares, aminoácidos y ácidos alifáticos (5-30 %)	Humina
Frutos	Grasas, aceites, ceras, resinas y otros pigmentos (1-8 %)	
	Proteínas (1-15 %)	

Según Motta et al (1990), los compuestos húmicos, generalmente, representan entre 50 y 85% de la materia orgánica total del suelo; para fines prácticos, la MF y la MNH se consideran como un solo grupo de materiales.

La materia orgánica húmica se puede separar de las otras fracciones por densimetría en agua destilada, colocando 5 g de suelo, tamizado a 2 mm, en 100 mL de agua; la materia orgánica fresca y la materia orgánica no húmica (MF + MNH), flotan en el agua, mientras que la materia orgánica húmica (MH), se va al fondo del recipiente; por decantación se recuperan las dos fracciones separadas, se secan, se pesan y se establece en porcentaje que representa cada una en la muestra. Otros métodos más precisos para realizar la separación y cuantificación de los materiales anteriores, como la densimetría en bromoformo, pueden verse en Motta et al (1990).

3.4.2. Transformación de los materiales orgánicos

En general, los principales procesos que se presentan con la materia orgánica en el suelo se pueden esquematizar como sigue:



El proceso de **mineralización** consiste en la transformación de compuestos orgánicos a compuestos inorgánicos y es eminentemente **microbiológico**. Son de gran importancia para la nutrición de la planta las transformaciones del N y del S que llevan estos nutrientes a formas fácilmente aprovechables por ella. Para N, Orozco (1999) define su mineralización como “la transformación del N contenido en compuestos orgánicos, hasta su liberación al suelo como NH_3 ”.

La **humificación** consiste, según Kumada (1987), en un conjunto de procesos que transforman la materia orgánica en compuestos que tienen una alta capacidad de absorción de la luz visible y unos altos contenidos de grupos orgánicos carbonilo y carboxilo.

Durante las reacciones de **descomposición** de los restos orgánicos se produce una oxidación rápida y violenta (entendida exotérmicamente) de éstos con una consecuente liberación de elementos nutritivos para la planta, principalmente NH_3 , NH_4^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , además de agua y CO_2 .

Después de que pasa esta primera etapa de alteración y, dependiendo de las condiciones ambientales y de la calidad de la materia orgánica aportada, el proceso de transformación tiene dos posibles vías: Una, la mineralización, con un aporte intenso de nutrientes y un bajo aporte de materiales susceptibles de ser humificados y otra, la humificación, con un aporte pobre de nutrientes, pero con un alto suministro de materiales disponibles para la polimerización y acumulación en el suelo como humus.

Las condiciones de alta aireación, es decir, el buen suministro de oxígeno, así como las altas temperaturas (dentro del rango mesotérmico), el buen contenido de humedad, la adecuada fertilidad del suelo y los residuos orgánicos poco lignificados, es decir, con relación C/N baja (ver Capítulo 16) favorecen los procesos de **mineralización** y reducen drásticamente la acumulación de materia orgánica en el suelo; situaciones en las cuales se presenta déficit de oxígeno, baja temperatura, materiales leñosos (relación C/N alta) y exceso de humedad (deficiente aireación), favorecen los procesos de **humificación** y de acumulación de la materia orgánica en el suelo.

Cabe aclarar, que los procesos de descomposición, mineralización y humificación, normalmente, se presentan simultáneamente en el suelo; simplemente, se afirma que el suelo está sometido a procesos de humificación, por ejemplo, cuando los procesos que sufre la materia orgánica, del mismo, la llevan a producir preferencialmente humus en lugar de compuestos inorgánicos; salvo casos muy especiales, como condiciones climáticas desérticas, por ejemplo, permiten el desarrollo de mineralización, casi exclusivamente.

Como se ha mencionado en diferentes apartes anteriores, la **materia orgánica fresca** (MF) es un componente importante para suministrarle alimentación y energía a la meso y macrofauna del suelo. La **materia orgánica no húmica** (MNH) es la principal fuente de energía y de carbono para los microorganismos del suelo. Sin embargo, desde el punto de vista físico-químico, es la **materia orgánica húmica** o **humus** (MH) la fracción orgánica más importante del suelo pues, al adquirir ésta propiedades coloidales le trasmite al suelo propiedades únicas, razón por la cual a continuación se tratará este componente con más detalle.

3.4.3. El humus

Es el conjunto de compuestos orgánicos amorfos, poliméricos, de alto peso molecular y de color amarillo hasta gris oscuro o casi negro, que se acumulan en el suelo como consecuencia de su resistencia a la transformación. Se diferencian y agrupan de acuerdo con su solubilidad, peso molecular y grado de polimerización, según varios autores citados por Burbano (1989), como se muestra a continuación:

3.4.3.1. Tipos de humus

- **Ácidos Fúlvicos:** Son compuestos de bajo peso molecular, alta acidez (entre 900 y 1400 meq/100g), bajo grado de polimerización, solubles en álcali y en ácido.
- **Ácidos Húmicos:** Son compuestos de alto peso molecular, baja acidez (entre 500 y 870 meq/100g), alto grado de polimerización, solubles en álcali, pero precipitan en medio ácido; presentan una fracción soluble en etanol que se conoce como **Ácidos Himatomelánicos**.
- **Huminas:** Se refieren a la fracción del humus más resistente a la descomposición que no es soluble, ni en ácido, ni en álcali; Paul y Clark (1989) sugieren que está compuesta por mezclas de ácidos fúlvicos y húmicos con otros componentes no solubles provenientes de plantas y microorganismos, como celulosa, lignina, paredes celulares y carbón.

3.4.3.2. Propiedades del humus

Desde el punto de vista químico, es un material ácido con: Alta CIC (ver Capítulo 13), en su mayor parte variable; alta capacidad buffer (ver Capítulo 14) y alta acción quelatante, que le permite formar complejos bastante estables con los elementos metálicos presentes en el suelo.

Físicamente, por ser un material coloidal, presenta una alta superficie específica (ver Capítulo 12); es amorfo; tiene colores oscuros; presenta baja adhesividad y baja plasticidad (ver Capítulo

10) y tiene una alta capacidad de retención de humedad; su densidad aparente (ver Capítulo 8) es baja.

Kumada (1987) muestra como, a medida que avanza el proceso de humificación, se incrementan los contenidos de carbono y de oxígeno en el humus y decrecen los de hidrógeno y de nitrógeno; además, la intensidad del color oscuro se hace mayor y va adquiriendo una organización definida (estructura) en los estados más avanzados de evolución.

3.4.4. Importancia de la materia orgánica en el suelo

La materia orgánica, en todas sus diferentes formas, tiene efectos marcados en casi todas las propiedades del suelo; entre los que más se relacionan con la evolución del mismo pueden destacarse:

- **Color:** La acumulación de humus, en el suelo, le transmite su color oscuro; este color aumenta la absorción de radiación y facilita su calentamiento, mejorando la eficiencia de los procesos químicos que actúan en dicho suelo, así como el establecimiento y desarrollo de organismos en él.
- **Humedad:** Al aumentar el contenido de humus, se incrementa la cantidad de agua que puede almacenar el suelo, sobre todo si es un suelo arenoso; además, mejora, notablemente, las relaciones hídricas del suelo, al mejorar la infiltración y reducir las pérdidas de agua por evaporación; todo lo anterior contribuye a aumentar la actividad química y biológica del suelo y por tanto su evolución.
- **Estructura:** La acumulación de humus en el suelo favorece la formación de agregados esferoidales relativamente grandes y estables. Con esto se mejoran la aireación, la porosidad, la permeabilidad, la velocidad de infiltración, el drenaje y el desarrollo radicular; además, se reducen la susceptibilidad del suelo a la erosión y la densidad aparente.
- **CIC:** Su valor se incrementa en el suelo al aumentar el contenido de materia orgánica, debido a que la humificación incrementa el número de grupos carboxilo (-COOH) y fenólicos (-OH) que pueden disociarse, adquiriendo cargas negativas. Al incrementarse la CIC del suelo, se reducen y hasta evitan las pérdidas por lixiviación.
- **pH:** Su valor puede disminuir al aumentar el contenido de humus, si el suelo tiene baja capacidad amortiguadora del poder acidificante que tenga el humus, ya que este está compuesto por ácidos orgánicos principalmente; así mismo, la disociación de grupos funcionales de la materia orgánica libera H^+ ; al reducirse el pH, a ciertos valores, también se produce solubilización de Al^{3+} , el cual contribuye a aumentar la acidez del suelo.
- **Disolución de minerales:** Algunos compuestos húmicos son capaces de disolver filosilicatos como biotita, muscovita, illita, caolinita.
- **Compuestos órgano-minerales:** El humus puede unirse a coloides inorgánicos, formando complejos órgano-minerales de diferente grado de estabilidad; los materiales involucrados en los complejos tienen una menor tasa de alteración que aquella que tendrían, si estuvieran independientes en el suelo.
- **Microorganismos:** La acumulación en el suelo de ciertos tipos de compuestos orgánicos, como lípidos principalmente, llega a ser tóxica para algunos de los microorganismos del

suelo y afecta aquellos procesos en los cuales intervienen (Nikonova y Tsiplionkov, 1989).

- **Hidrofobicidad:** Algunos tipos de humus, al acumularse en el suelo, le imprimen a éste características hidrofóbicas, alterando sus relaciones hídricas (varios autores citados por DeBano, 1981).

RECORDAR

- El hombre, como organismo, puede ser agente de formación de suelos, aunque, con mucha frecuencia, en lugar de eso, lo deteriora.
- La vegetación es el organismo que mayor incidencia tiene en el desarrollo del suelo.
- La vegetación es la principal fuente de materia orgánica para el suelo y el tipo de vegetación controla la cantidad y calidad de materia orgánica que se acumula en él.
- El tipo de materia orgánica que más interesa en el suelo es la materia orgánica húmica, debido a que su estado coloidal le proporciona gran actividad físico-química.
- La materia orgánica evoluciona, en el suelo, en dos direcciones: Mineralización o Humificación; la aireación y la humedad controlan estos procesos.
- La humificación enriquece el suelo en materia orgánica, la mineralización no.
- El humus lo componen: Ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas.
- El humus le trasmite al suelo colores oscuros, alta capacidad de almacenar agua, estabilidad estructural, alta CIC, bajo pH y, en algunos casos, hidrofobicidad.

4. EL RELIEVE

El relieve puede considerarse, de una manera simple, como el conjunto de formas que se presentan en la superficie de la tierra. Su estudio compete a la **Geomorfología** e implica establecer las relaciones que se den entre las formas de la superficie terrestre (**geoformas**), los materiales asociados a dichas formas y el efecto que tienen sobre ellas y los procesos que les han dado origen y que las han remodelado a través del tiempo.

4.1. TIPOS DE RELIEVES

De acuerdo con Arias (2001)¹, las formas y la dinámica del relieve se definen en un entorno donde confluyen influencias climáticas y geológicas y la intensidad con la cual han actuado estas influencias es utilizada, frecuentemente, para clasificar los tipos de relieve.

En la clasificación de los tipos de relieve se presentan diversas escalas espaciales de aplicación: hay desde relieves globales y de escala continental o **megarrelieve** como la cadena montañosa de los Andes suramericanos, hasta relieves regionales o **macrorrelieve**, como serían las áreas colinadas del altiplano del oriente antioqueño; relieves locales o **mesorrelieve**, como en el valle

¹ Arias, A. (2001). Profesor Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Comunicación personal.

aluvial de un río pequeño; **microrrelieve** como en un complejo de orillares o **nanorrelieve** en un hormiguero.

En los megarrelieves hay una fuerte influencia de fuerzas y de procesos geológicos. En los macrorrelieves las geoformas pueden expresar la influencia de la litología y/o de las estructuras geológicas, generando un **relieve estructural**. Cuando los tipos de relieves están asociados a entornos ambientales se presentan las **zonas morfoclimáticas**, pudiéndose hablar de relieve glacial, relieve periglacial, relieve de sabanas, etc.

En las escalas espaciales menores, y más relacionadas con la variabilidad y evolución de los suelos, las geoformas reflejan el efecto de los procesos generados por lo que llama Villota (1991) los **agentes modeladores del relieve**, quien los define como aquellos elementos móviles que son capaces de desprender, transportar y depositar materiales en la superficie del terreno. Los agentes son: agua corriente y lluvia, gravedad, viento, hielo, oleaje y algunos organismos y los procesos son meteorización, remoción transporte y depositación.

Donde los procesos de remoción, con o sin meteorización, son dominantes, se generan relieves **denudativos** o **erosionales** y donde predomina la depositación, se forman relieves de **acumulación** o **deposicionales**.

Cabe aclarar que un relieve actual puede estar sometido a unos procesos de alteración, que no necesariamente son los mismos que lo originaron; por ejemplo, el relieve desarrollado en un abanico aluvial que, en su origen es deposicional, hoy puede estar siendo sometido a procesos de erosión que lo están desgastando y convirtiendo en un relieve erosional.

4.2. LA VERTIENTE

Arias (2001)¹ define una vertiente como aquella porción de territorio limitada por una divisoria de aguas en su parte superior y por un canal aluvial o por una llanura aluvial en su parte inferior. En términos generales, a lo largo de una vertiente se pueden diferenciar sectores que son sometidos a procesos diferentes de desarrollo del suelo. En las partes bajas de ella, se favorecen los procesos de **acumulación** de materiales (partículas sólidas, iones, compuestos químicos, agua), en tanto que en las partes intermedias y altas predominan los procesos de **denudación** y **pérdidas**. Los relieves deposicionales se desarrollan, principalmente, en las zonas bajas del terreno, mientras que en las altas se generan relieves erosionales; obviamente, este comportamiento general tiene gran cantidad de variaciones locales y puntuales, debidas a controles ejercidos por el grado, forma, longitud e irregularidad de la vertiente estudiada, así como por parte del tipo de materiales subsuperficiales que la componen.

A propósito del control que ejerce el material litológico sobre el relieve, Jaramillo (1997a) observó, en una zona seca del municipio de La Pintada (Antioquia), que las partes más sobresalientes y escarpadas del relieve, con vertientes rectas y uniformes, se desarrollaban en estratos de areniscas, en tanto que las partes bajas, con vertientes onduladas e irregulares, están configuradas en arcillolitas; ambos tipos de rocas forman parte de un mismo paquete de rocas

¹ Arias, A. (2001). Profesor Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Comunicación personal.

sedimentarias inclinadas que, al quedar expuestas a los agentes modeladores del relieve, respondieron en forma diferencial a ellos de acuerdo con su mineralogía, composición química y demás propiedades petrográficas y geomecánicas.

4.3. CARACTERÍSTICAS DE LA VERTIENTE

Los tipos de vertiente se diferencian teniendo en cuenta los siguientes atributos básicos: forma, gradiente y longitud.

4.3.1. Forma de la vertiente

La forma de la vertiente se define con el aspecto que toma el perfil topográfico que se presente a lo largo de la máxima inclinación de ella. Se describen tres formas básicas: **rectilínea**, **cóncava** y **convexa**. Esta característica está muy relacionada con procesos de **erosión – sedimentación** y con condiciones de **drenaje** en los suelos. Con mucha frecuencia, el perfil de una vertiente es una combinación de varias de las formas básicas descritas.

4.3.2. Gradiente de la vertiente

El gradiente es la inclinación que presenta la superficie del terreno con respecto a un plano imaginario horizontal; generalmente, se expresa en porcentaje. En Colombia son de uso amplio los rangos de inclinación que se presentan en la Tabla 1.28 para calificar el gradiente de las vertientes.

TABLA 1.28. Clasificación del relieve de acuerdo con el gradiente de las pendientes y la morfología del terreno, según el IGAC (Modificada parcialmente en los nombres de Mosquera, 1986).

FORMA DEL TERRENO	NOMBRE DEL RELIEVE	GRADIENTE (%)
Plano horizontal o subhorizontal	Plano horizontal	< 1
	Plano subhorizontal o casi plano	1 – 3
Plano inclinado	Ligeramente inclinado	3 – 7
	Inclinado	7 – 12
	Fuertemente inclinado	12 – 25
Ondulado (con ondulaciones cortas)	Ligeramente ondulado	3 – 7
	Ondulado	7 – 12
	Fuertemente ondulado	12 – 25
Quebrado (con diferentes forma, inclinación y longitud de pendiente)	Ligeramente quebrado	7 – 12
	Quebrado	12 – 25
	Fuertemente quebrado	25 – 50
Escarpado (inclinación fuerte y larga, deferencias de nivel apreciables)	Escarpado	50 – 75
	Muy escarpado	> 75

4.3.3. Longitud de la vertiente

Esta propiedad controla, en buena medida, la **escorrentía** y la **erosión hídrica** acelerada del suelo; para su descripción se utilizan términos relativos como “**larga**” o “**corta**” para una determinada unidad fisiográfica; lo anterior implica que una vertiente considerada como larga en una determinada localidad, no necesariamente también es larga en otra localidad diferente. Aquellas vertientes más largas generarán mayor escorrentía y tendrán más altas probabilidades de producir erosión que las más cortas, bajo las mismas condiciones climáticas y litológicas.

4.3.4. Orientación de las vertientes

El SSDS (1993) recomienda incluir esta característica en la descripción de las vertientes, definiéndola como la posición que presenta la superficie del terreno con respecto a la posición del norte, por lo cual se describe como un ángulo de hasta 360°, con respecto a dicho norte. La importancia de definir esta orientación radica en que ella puede controlar la exposición de la vertiente a diferentes condiciones climáticas como cantidad de horas de luz al día o vientos, por ejemplo; el efecto de ésta propiedad es muy significativo en zonas con estaciones.

4.4. EFECTOS DE LA VERTIENTE SOBRE EL SUELO

4.4.1. Sobre la erosión

Tanto el **gradiente** como la **longitud** de la vertiente influyen sobre las pérdidas de suelo por efecto de la **escorrentía**, como puede verse en la Tabla 1.29; entre mayor sean la longitud y el gradiente, mayor es la pérdida de suelo, ya que el agua de escorrentía adquiere mayor velocidad y energía y el tiempo de contacto del agua con el suelo es menor. Se reduce así la posibilidad de que el agua se infiltre en él.

TABLA 1.29. Efecto de algunas características de la vertiente sobre la erosión hídrica de un suelo de coluvios en Chinchiná (Colombia); resultados promedios de 8 años; precipitación promedia anual de 2701 mm. (Con base en resultados de Federacafé, 1975).

EFECTO DEL GRADIENTE		EFECTO DE LA LONGITUD	
GRADIENTE (%)	PÉRDIDA DE SUELO (t ha ⁻¹)	LONGITUD (m)	PÉRDIDA DE SUELO (t ha ⁻¹)
23	119	5	152
43	327	10	207
		20	306

El SSDS (1993) establece el posible comportamiento de la escorrentía superficial del agua, teniendo en cuenta el gradiente de la vertiente y la **conductividad hidráulica saturada** (Ksat, ver Capítulo 9) del suelo como se muestra en la Tabla 1.30.

TABLA 1.30. Comportamiento de la escorrentía superficial en terrenos de diferentes clases de conductividad hidráulica saturada del suelo, con base en el gradiente de la vertiente, según el SSDS (1993).

GRADIENTE (%)	CLASES DE Ksat					
	Muy alta	Alta	Mod. alta	Mod. baja	Baja	Muy baja
< 1	Despreciable	Despreciable	Despreciable	Baja	Media	Alta

1 – 5	Despreciable	Muy baja	Baja	Media	Alta	Muy alta
5 – 20	Muy baja	Baja	Media	Alta	Muy alta	Muy alta
> 20	Baja	Media	Alta	Muy alta	Muy alta	Muy alta
Cóncava	Despreciable	Despreciable	Despreciable	Despreciable	Despreciable	Despreciable

4.4.2. Sobre las condiciones de drenaje

La **forma** de la vertiente tiene un gran efecto sobre la posibilidad que tiene el suelo de evacuar los excesos de agua que recibe. Las áreas que presentan superficies cóncavas no podrán remover aquellos excesos por escurrimiento superficial, debiéndose producir la eliminación de ellos a través del suelo o mediante la evaporación desde su superficie.

En las áreas planas, el escurrimiento superficial del agua es lento o no se presenta. Queda el suelo sometido a **encharcamientos** y a largos períodos de saturación con agua, que pueden imprimirle características como colores grises, moteos, poco desarrollo estructural, pH relativamente alto (casi neutro) y contenidos altos de bases; también pueden presentarse problemas de toxicidad, con algunos elementos que se tornan muy solubles en condiciones reductoras, como el Fe y el Mn o con otros, que en esas condiciones forman compuestos tóxicos, como el azufre.

4.4.3. Otras relaciones con el relieve

Otro aspecto que se debe considerar en el análisis del relieve es la posición en que se encuentra el suelo en aquel. Los suelos que se ubican en las partes más bajas del relieve son los que reciben los materiales que se están perdiendo en las partes altas por lo que presentan un proceso permanente de **enriquecimiento**.

En los suelos de las partes bajas entonces, se puede retardar el **desarrollo del perfil** pedogenético si el aporte de materiales es permanente y de magnitudes considerables. Además, en esas condiciones es más probable que se presenten **suelos enterrados** (ver Capítulo 5) o suelos con intercalaciones de capas que generen **contrastes granulométricos** en el interior del suelo.

Al contrario, en las posiciones altas del relieve es más probable la remoción de material alterado por procesos de erosión, lo que dificulta el desarrollo de suelos espesos y favorece la presencia de **suelos superficiales**, frecuentemente limitados en sus posibilidades de uso por la presencia de material lítico cercano a la superficie del terreno. También en estas condiciones y con la conjugación de otras circunstancias, como climas secos por ejemplo, es más probable encontrar **suelos decapitados**, es decir, que han perdido sus horizontes superficiales.

En condiciones de climas secos, además, el material erosionado en las partes altas se acumula en las depresiones, formándose depósitos espesos de materiales terrosos que ofrecen mejores posibilidades al desarrollo de la vegetación y al aporte de materia orgánica al suelo, debido a que tienen un mejor medio para el enraizamiento y una mayor capacidad de acumulación de agua que las áreas que ocupan las posiciones más altas.

El relieve explica también, parcialmente, por qué los suelos de los valles aluviales son normalmente de mejor **fertilidad** que los suelos de los paisajes altos adyacentes. En los suelos del valle, el nivel freático se encuentra mucho más cerca de la superficie que en los otros paisajes lo que impide que la lixiviación sea tan intensa en ellos como en las áreas vecinas por lo que conservan por más tiempo sus nutrientes.

González (1983) concluyó en sus análisis mineralógicos de arcillas de suelos derivados de cuarzodioritas del batolito antioqueño, que cuando el suelo se presentaba ubicado en áreas altas del relieve, con buenas condiciones de drenaje, se formaba gibsita a partir de la plagioclasa, mientras que en las partes bajas de las vertientes, con mal drenaje, se presentaba un aporte lateral de sílice que no permitía la formación de gibsita, sino de caolinita, a partir de las mismas plagioclasas.

Los resultados que se presentan en la Figura 1.11 muestran las variaciones de algunas propiedades de los suelos desarrollados en dos niveles de terraza diferentes.

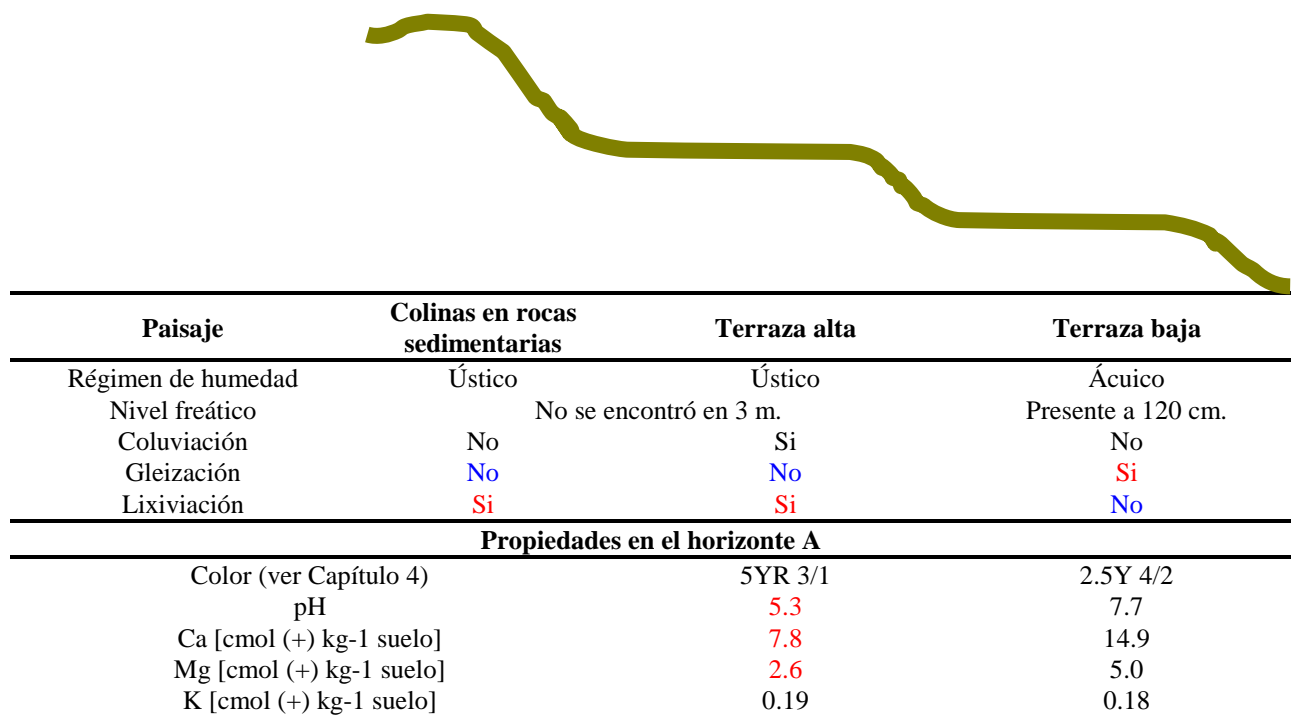


FIGURA 1.11. Algunas características y propiedades de suelos desarrollados sobre terrazas aluviales del río Poblano, en cercanías de La Pintada (Antioquia), relacionadas con la posición en el paisaje de los mismos. (Con base en resultados de Jaramillo, 1997a).

Al nivel de meso y microrrelieves, se pueden presentar diferencias importantes en las características de los materiales parentales, como resultado de la acción de procesos como selección granulométrica. En una llanura aluvial de un río típicamente meándrico, por ejemplo, la granulometría del dique es más gruesa que la del basín y la de éste más que la de una cubeta de

decantación. Estas diferencias, debidas a diferente posición dentro del relieve, se manifiestan en variaciones en las condiciones de drenaje, en la susceptibilidad a la erosión, en la textura, en la disponibilidad de agua, etc., que finalmente van a definir suelos distintos en cada posición.

Aparte de las relaciones anteriores, las diferencias que se presenten entre suelos ubicados en diferentes posiciones dentro de un relieve específico, pueden estar reflejando diferencias de **edad** entre los mismos. Algo de las diferencias mostradas en la Figura 1.11 puede explicarse por diferencia de edad entre las geoformas analizadas. Arias et al (2000) encontraron diferencias pedogenéticas muy drásticas entre suelos desarrollados en diferentes posiciones en el relieve, originadas por diferencias en las edades de las unidades de relieve que definieron.

RECORDAR

- **La vertiente es la unidad básica del análisis del relieve.**
- **En la parte baja de la vertiente tienden a desarrollarse suelos más espesos que en el resto de ella.**
- **Los elementos forma, gradiente, longitud y exposición de la vertiente, caracterizan el relieve.**
- **El relieve interviene activamente en la erosión y en la condición de drenaje del suelo.**

5. EL TIEMPO

El proceso de formación del suelo sobrepasa en mucho el tiempo que define una generación humana; la edad del suelo se limita al tiempo durante el cual han actuado los procesos pedogenéticos en él.

Para definir la edad del suelo se debe tener claro que hay otras edades que se relacionan con ella como son:

- ❑ La edad de las rocas que corresponde a la edad del período durante el cual ellas se formaron y que es del o anterior al terciario (ver Tabla 1.31) y mucho mayor que la del suelo.
- ❑ La edad del material parental: si éste es el saprolito de una roca, su edad es mucho menor que la de la roca original; si es un sedimento, su edad corresponde a la edad del depósito y generalmente es posterior al período terciario; en cualesquiera de los dos casos, la edad del suelo es menor o, a lo sumo, teóricamente, igual a la del material parental.
- ❑ La edad del relieve: la geoforma en la cual se está desarrollando el suelo, en general, tiene una mayor edad que la del suelo, aunque según criterio de Porta et al (1994) que ubican el tiempo cero de la pedogénesis en el momento en el cual se formó la superficie geomorfológica sobre la que está evolucionando ese suelo, suelo y geoforma tendrán la misma edad. A criterio del autor de este texto, se pueden tener geoformas más jóvenes que los suelos que hay en ellas, como por ejemplo en el caso de procesos de degradación que actúan en un determinado relieve afectando los suelos que ya están en él y que están produciendo nuevas geoformas sobre ellos: el carcavamiento en colinas o en partes

distales de abanicos aluviales grandes produce cambios en el relieve que son sobreimpuestos a los suelos que ya estaban ahí.

De acuerdo con lo anterior, no se puede esperar “ver” la formación de un suelo, aunque tampoco es correcto, en el caso de suelos desarrollados a partir de rocas, darles la **edad geológica** (ver Tabla 1.31) que presenta el material litológico a partir del cual se ha formado; Buol et al (1997) establecen que muy pocos suelos son anteriores al **Pleistoceno**; se ubican, entonces, la mayoría de ellos, en el **Cuaternario**, período que ha sido dividido en dos Épocas: **Holoceno**, que corresponde a los últimos 10 000 años y es el tiempo en que se han desarrollado las civilizaciones humanas actuales y, **Pleistoceno**, la cual se extiende hasta 1 600 000 de años, según la Sociedad Geológica Americana, citada por Tarbuck y Lutgens (1999).

TABLA 1.31. El tiempo geológico.

ERA	PERÍODO	EDAD (años antes de hoy)*	ACONTECIMIENTOS RELACIONADOS CON LA VIDA**
CENOZOICO	CUATERNARIO	1 600 000	Desarrollo del hombre, extinción de grandes mamíferos
	TERCIARIO	66 400 000	Desarrollo de los mamíferos, aparición del hombre
MESOZOICO	CRETÁCEO	144 000 000	Extinción de los dinosaurios, desarrollo de las fanerógamas
	JURÁSICO	208 000 000	Apogeo de los dinosaurios, aparición de las aves
	TRIÁSICO	245 000 000	Aparición de los dinosaurios y de los mamíferos, expansión de cicadales y coníferas
	PÉRMICO	286 000 000	Desarrollo de los reptiles, expansión de los insectos y los anfibios, abundancia de coníferas, extinción de los trilobites
PALEOZOICO	CARBONÍFERO	360 000 000	Aparición de los reptiles, expansión de los tiburones, apogeo de los crinoideos, abundancia de insectos y de plantas esporíferas productoras de carbón
	DEVÓNICO	408 000 000	Aparecen los anfibios, desarrollo de los primeros bosques, abundancia de corales
	SILÚRICO	438 000 000	Aparecen las plantas y los animales terrestres, desarrollo de los peces
	ORDOVÍCICO	505 000 000	Expansión de los moluscos, apogeo de los trilobites, sólo vida en el mar
	CÁMBRICO	570 000 000	Predominio de los trilobites, abundancia de invertebrados marinos
PRECÁMBRICO		El tiempo desciende hasta más de 4 600 000 000 de años	Poco conocidos

* Edad según la Sociedad Geológica Americana, citada por Tarbuck y Lutgens (1999). Para efectos de edad geológica, “**hoy**” corresponde al año de 1950¹.

** Información resumida de Strahler (1979).

¹ Parra, L. N. Profesor Universidad Nacional de Colombia. Medellín. Comunicación personal.

Desde el punto de vista de la pedogénesis, como ya se mencionó, el tiempo que interesa es el que corresponde al período cuaternario; Villota (1997) reporta una clasificación del tiempo geomorfológico para el período cuaternario, elaborada con base en trabajos de Van Der Hammen (1976) y de Van Eysinga (1975), la cual se reproduce parcialmente en la Tabla 1.32.

TABLA 1.32. Clasificación del tiempo en el Cuaternario y principios del Terciario, para fines geomorfológicos. (Tomada parcialmente de Villota, 1997).

PERÍODO	ÉPOCA	EDAD (años)	TÉRMINO FISIAGRÁFICO DE EDAD RELATIVA
CUATERNARIO	Neoboreal	600	ACTUAL
	Holoceno superior	2 600	SUBACTUAL
	Holoceno medio	7 100	RECIENTE
	Holoceno inferior	9 400	SUBRECIENTE
	Tardiglacial	11 500	
	Pleistoceno superior	12 000 – 730 000	ANTIGUO
Pleistoceno inferior	730 000 – 1 800 000	MUY ANTIGUO	
TERCIARIO	Plioceno		1 800 000 – 3 600 000

El tiempo requerido por los diferentes rasgos pedológicos para manifestarse es muy variable y depende del rasgo específico que se trate; por ejemplo, Buol et al (1997) reportan que la formación del solum de un Oxisol con 1 m de espesor, en África, puede gastar 75000 años, en cambio, el endurecimiento de arcilla para formar laterita, después de su exposición al aire, demanda sólo alrededor de 35 años.

Pedológicamente, **edad** y **grado de evolución** no tienen en mismo significado: No necesariamente aquel suelo que tiene más edad (años), tiene más desarrollo; en la Tabla 1.21, el suelo desarrollado a partir del depósito diluvial se encuentra sobre una terraza alta del río Medellín y, por tanto, tiene menos edad que el suelo desarrollado en la terraza; sin embargo, en términos de evolución pedogenética, tiene mucho mayor desarrollo el suelo del flujo de lodo (Ultisol) que el de la terraza (Inceptisol); en la Figura 1.12 se ilustra esta situación.

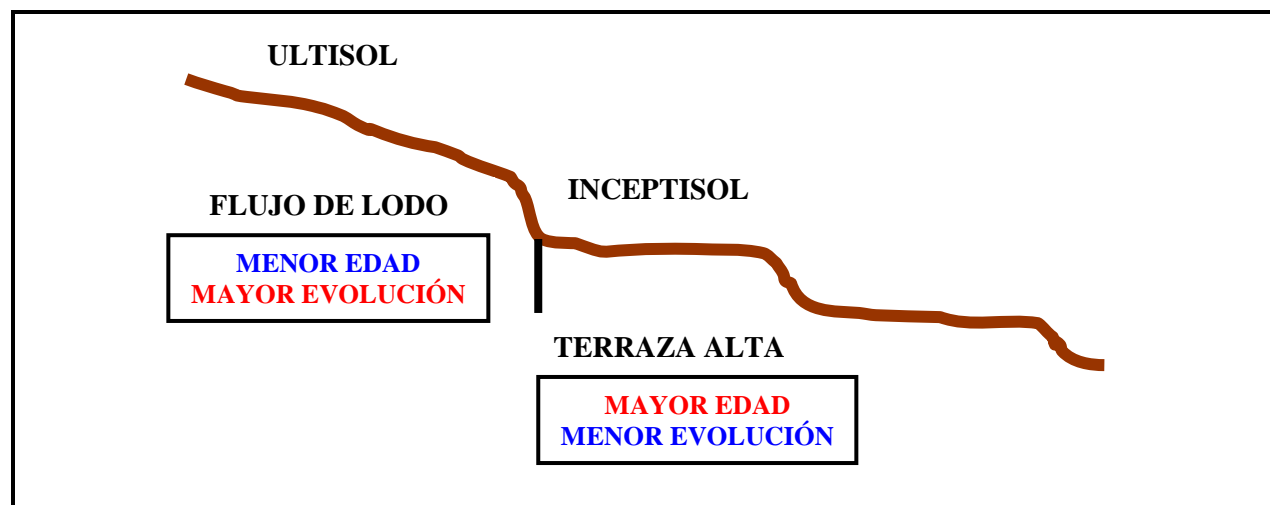


FIGURA 1.12. Edad vs grado de evolución en un sector del Valle de Aburrá (Medellín, Colombia).

En muchas ocasiones no se conoce la edad exacta del suelo que se estudia, pero puede establecerse una secuencia temporal de suelos con apoyo de la geomorfología. Ésta ayuda a la realización de interpretaciones acerca del efecto que ha tenido el tiempo sobre su desarrollo y sus propiedades; un ejemplo de esta posibilidad se presenta en la Tabla 1.33.

TABLA 1.33. Algunas propiedades químicas del horizonte superficial de varios suelos desarrollados en una cronosecuencia de terrazas aluviales del río Cauca, en clima cálido (80 - 130 msnm) húmedo (bh-T), en el municipio de Tarazá (Antioquia). Con base en resultados de Jaramillo (1996).

Nivel de Terraza	MO (%)	pH Agua	[cmol (+) kg ⁻¹ suelo]					Clasificación taxonómica según SSS (1994)
			Al	Ca	Mg	K	Na	
Alta	3.5	4.8	1.8	1.1	0.6	0.09	0.03	Typic Paleudult
Media	3.3	4.7	1.6	1.3	0.6	0.23	0.04	Typic Dystropept
Baja	4.1	6.5	0.0	10.8	4.5	0.18	0.13	Tropic Fluvaquent

En la Tabla 1.33 es notoria la diferencia que hay entre los suelos de la terraza baja (más reciente) y los de las otras dos terrazas, con respecto a sus posibilidades nutricionales para las plantas, originadas, en buena parte, por la diferencia en el tiempo que han estado expuestos a las condiciones ambientales.

La diferencia en tiempo, también ha generado importantes diferencias en el grado de evolución de los suelos de la tabla anterior. En éstos fue notable la variación en la intensidad con la cual han actuado los procesos de enrojecimiento del subsuelo. En la terraza baja, los subsuelos presentaron colores con **hue** 10YR y con **value** y **chroma** variable, pero dominado por el rango entre pardo y pardo amarillento. En la terraza media, los colores estuvieron en el **matiz** 7.5YR y los values y chromas correspondieron a la categoría pardo fuerte. En la terraza alta, los hue del subsuelo variaron entre 5YR y 2.5YR, desde rojo amarillento hasta rojo (Jaramillo, 1996).

Las variaciones de color, expuestas anteriormente, están mostrando el desarrollo de un proceso creciente de **ferruginación**, en el sentido en que aumenta la edad de las terrazas, iniciándose con procesos de **marronización** en las bajas; en este caso específico, no toda la intensidad de la ferruginación de los suelos de la terraza alta se debe exclusivamente a su mayor edad; hay que tener en cuenta que la posición que ella ocupa en el paisaje mejora sustancialmente el drenaje y la aireación del suelo y favorece la oxidación intensa del hierro; esta situación no se presenta en la terraza baja, en la cual hay evidencias de **gleización** (ver Capítulo 2).

La interpretación del enrojecimiento del color del suelo, como consecuencia de la evolución, debe hacerse con precaución pues, aunque en condiciones normales de oxidación, al avanzar el desarrollo del suelo, éste se va enrojeciendo, también es cierto que el color rojo no es exclusivo de suelos altamente evolucionados; si los óxidos de Fe se encuentran bien distribuidos en el suelo o como películas recubriendo otros sólidos, pequeñas cantidades de ellos pueden imprimirle al suelo colores bastante rojos; en éste caso, el color rojo está acompañado por valores altos de pH, de bases y de minerales primarios meteorizables, que no se presentan cuando el color rojo esté mostrando un alto grado de evolución en el suelo.

La discusión de los párrafos anteriores y los resultados expuestos en la Tabla 1.33 muestran un aspecto práctico relacionado con la evolución del suelo: a medida que éste aumenta su evolución, aumenta la remoción de nutrientes en él y la formación de minerales de baja actividad, con lo que se reduce su calidad como medio nutritivo para las plantas, es decir, **a mayor evolución, menor fertilidad.**

RECORDAR

- **El tiempo, para la pedogénesis, abarca el período Cuaternario (1 600 000 años atrás).**
- **Para el cuaternario se ha establecido una cronología relativa, de lo menos a lo más viejo, así: Actual, subactual, reciente, subreciente, antiguo y muy antiguo.**
- **Edad (años) y grado de evolución de los suelos no tienen el mismo significado.**
- **Al incrementar el tiempo de evolución, el suelo reduce su fertilidad, aumenta el tono rojo, presenta mejor desarrollo del perfil y mejor definición de sus características.**

Los factores de formación del suelo, tratados en este capítulo, se presentaron de una forma independiente. Ésto no implica que así funcionen en la realidad; esta presentación facilita la asimilación de los conceptos, pero no reflejar el comportamiento de ellos en la naturaleza.

En cualquier suelo actúan todos los factores de formación simultáneamente. Siempre es posible definirle a un suelo un clima, un material parental, un relieve, unos organismos y un tiempo y no es posible encontrar uno al que le falte alguno de los factores de formación Ellos ejercen los controles que les corresponden e interactúan entre sí para lograr el objetivo final que es el suelo. También es cierto que muchas veces no es tan evidente la acción que está ejerciendo un determinado factor sobre un suelo específico y que alguno de los factores tenga un mayor control sobre el desarrollo del suelo, con respecto a los demás.

RECORDAR

- **LOS FACTORES DE FORMACIÓN DEL SUELO SON: CLIMA – MATERIAL PARENTAL – ORGANISMOS – RELIEVE – TIEMPO**
- **LOS FACTORES DE FORMACIÓN DEL SUELO CONTROLAN EL TIPO DE PROCESOS INVOLUCRADOS EN EL DESARROLLO DEL SUELO Y LA INTENSIDAD CON QUE ELLOS ACTÚAN**
- **LOS CINCO FACTORES DE FORMACIÓN DEL SUELO ACTÚAN SIMULTÁNEAMENTE EN ÉL, AUNQUE PUEDEN HABER ALGUNOS QUE LO HAGAN MÁS AMPLIAMENTE QUE LOS DEMÁS**

BIBLIOGRAFÍA

- ARANGO, L. G. y M. T. DÁVILA. 1991. Descomposición de la pulpa de café por medio de la lombriz roja californiana. *Avances Técnicos Cenicafe* No. 161. Cenicafe. Chinchiná. 4 p.
- ARIAS, L. A.; L. H. GONZÁLEZ y G. ARIAS. 2000. Evolución del suelo y el relieve en el altiplano de Santa Rosa de Osos (Antioquia). En: Programa y resúmenes X Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo. J. C. Pérez editor. Medellín. pp: 92-93.
- BENAVIDES, S. T. y F. SILVA. 1965. Seleniosis. 2ª. Ed. IGAC. Bogotá. 151 p.
- BESOAIN, E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. IICA. San José, Costa Rica. 1205 p.
- BIRKELAND, P. W. 1980. *Pedology, Weathering and Geomorphological Research*. Oxford University Press Inc. New York. 285 p.
- BOHN, H. L.; B. L. McNEAL y G. A. O'CONNOR. 1993. *Química del suelo*. Editorial Limusa S. A. México. 370 p.
- BROCK, T. D. and M. T. MADIGAN. 1991. *Biology of microorganisms*. 6ª. Ed. Prentice Hall International Inc. U.S.A. 874 p.
- BUOL, S. W.; F. D. HOLE; R. J. McCRAKEN. and R. J. SOUTHARD. 1997. *Soil Genesis and Classification*. 4ª. Ed. Iowa State University Press. Iowa U. S. A. 527 p.
- BURBANO, H. 1989. *El Suelo: Una visión sobre sus componentes biogénicos*. Universidad de Nariño. Pasto. 447 p.
- CAB INTERNATIONAL. 1993. *Tropical soil biology and fertility: A handbook of methods*. 2ª. Ed. CAB International. U. K. 221 p.
- CADENA, S.; J. CASTILLO; K. SAMANN y R. MADRIÑÁN. 1998. Estimación de la biomasa microbiana en suelos de ladera bajo diferentes sistemas de manejo. *Acta Agronómica* 48(3-4): 37-42.
- CASHMAN, K. V.; B. STURTEVANT; P. PAPALE and O. NAVON. 2000. Magmatic fragmentation. **In:** *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson, H. et al editors. Academic Press. San Diego. pp: 421-430.
- CHAMORRO, C. 1990. Las lombrices de tierra (macrofauna) en correlación con las características químicas del páramo de Sumapaz. **En:** *Biología de suelos. Investigaciones Subdirección Agrológico*. Vol. 2 N°. 1. IGAC - Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. pp: 21-45.
- CHAMORRO, C. 1989. Efecto del uso del suelo sobre la composición edafofaunística de los páramos que circundan la ciudad de Bogotá. *Suelos Ecuatoriales* 19(1): 48-62.
- CHAMORRO, C.; G. AMAT; E. CASTILLO y L. SOTO. 1986. La macrofauna de los suelos bajo condiciones de quemadas, zulales y drenajes en la región de Marandúa (Vichada, Colombia). **En:** *Diagnóstico geográfico nororiente del Vichada*. Vol. 5.2: Suelos. IGAC. Bogotá. pp: 93-150.
- COCHRAN, V. L.; S. D. SPARROW and E. B. SPARROW. 1994. Residue effects on soil micro and macroorganisms. **In:** *Managing Agricultural Residues*. Unger P. W. editor. Lewis Publishers. USA. pp: 163-184.
- CORTÉS, A.; C. CHAMORRO y A. VEGA. 1990. Cambios en el suelo por la implantación de praderas, coníferas y eucaliptos en un área aledaña al embalse del Neusa (Páramo de Guerrero). **En:** *Biología del suelo. Investigaciones Subdirección Agrológico*. Vol. 2 N°. 1. IGAC - Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. pp: 101-114.

- DEBANO, L. F. 1981. Water repellent soils: A state of the art. General Technical Report PSW-46 Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station. USDA. Berkeley. California. 21 p.
- ESCOBAR, A. 1997. Dinámica de la lombriz de tierra en suelos de ladera de bs-T en función del tiempo de protección. Tesis Ingeniería Agronómica. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Medellín. 134 p.
- ESPINAL, S. 1991. Apuntes ecológicos. Editorial Lealon. Medellín. 152 p.
- FEDERACIÓN NACIONAL DE CAFETEROS DE COLOMBIA (FEDERACAFÉ). 1975. Manual de conservación de suelos de ladera. Cenicafé. Chinchiná. 267 p.
- FISHER, R. V. and H. U. SCHMINCKE. 1984. Pyroclastic rocks. Springer Verlag. Berlín. 471 p.
- FLÓREZ, A. s. f. Transecto Tatamá, Cordillera Occidental: Aspectos Climatológicos y Geomorfológicos. Análisis Geográficos N. 3. IGAC. Bogotá. 86 p.
- FORERO, M. C.; J. PÉREZ; S. GAONA y D. F. JARAMILLO. 1981. Metodología para la delimitación de áreas homogéneas. Proyecto OPSA – CIAF. CIAF. Bogotá. 267 p.
- GARCÍA, R. s. f. Características pluviotérmicas y sus variaciones por la altitud: Un aporte para el análisis de los pisos bioclimáticos en Colombia. **En:** Fundamentos para la definición de pisos bioclimáticos. Análisis Geográficos No. 11. IGAC. Bogotá. pp: 15-52.
- GONZÁLEZ, B. M. 1983. Meteorización química en la parte occidental de las cuencas de los ríos Guatapé y San Carlos. Tesis (Ingeniero Geólogo). Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Medellín. 94 p.
- GONZÁLEZ, L. H. y D. F. JARAMILLO. 1986. Estudio general de Geomorfología y Suelos y detallado de Uso de la Tierra en la explotación de asbesto de Minera Las Brisas S. A., municipio de Campamento, Antioquia. Informe interno inédito. Medellín. 69 p.
- GROVE, T. 2000. Origin of magmas. **In:** Encyclopedia of volcanoes. Sigurdsson, H. et al editors. Academic Press. San Diego. pp: 133-147.
- HOLDRIDGE, L. R. 1979. Ecología basada en zonas de vida. IICA. San José. 216 p.
- INFANTE, J. y C. CHAMORRO. 1990. Influencia del uso del suelo sobre la mesofauna edáfica en el páramo de Chingaza (Cundinamarca, Colombia). **En:** Biología de Suelos. Investigaciones Subdirección Agrológico. Vol. 2 N°. 1. IGAC - Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. pp: 115-150.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI (IGAC). 1986. Acción pedobiológica de la mesofauna en algunos suelos de la Orinoquia. **En:** Diagnóstico geográfico nororiente del Vichada. Vol. 5.2: Suelos. IGAC. Bogotá. pp: 60-92.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI (IGAC). 1985. Zonificación agroecológica de Colombia. IGAC. Bogotá. 53 p.
- JARAMILLO, D. F. 1997a. Relación fisiografía – suelos en las áreas colinadas bajas de la zona comprendida entre La Pintada y el río Poblano (Antioquia). Revista ICNE 6 (2): 43-51.
- JARAMILLO, D. F. 1997b. Relación fisiografía – suelos en los alrededores de la cabecera municipal de Amagá, suroeste antioqueño. Revista ICNE 6 (2): 53-61.
- JARAMILLO, D. F. 1996. Estudio de una cronosecuencia de suelos en el bajo cauca (Antioquia). Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín. 49 (1-2): 53-64.

- KUMADA, K. 1987. Chemistry of soil organic matter. Japan Scientific Societies Press. Elsevier. Tokyo. 241 p.
- MADRIGAL, C. y C. DUQUE. 1972. Notas sobre fitonematología. Seminario Agronomía. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias Agropecuarias. Medellín. 124 p.
- MALAGÓN, D. 1977. Mineralogía de algunos suelos colombianos. Suelos Ecuatoriales 8 (1): 316-321.
- MALAGÓN, D.; C. PULIDO; R. LLINÁS y C. CHAMORRO. 1995. Suelos de Colombia: Origen, evolución, clasificación, distribución y uso. IGAC. Bogotá. 632 p.
- MARRISSEY, M.; B. ZIMANOWSKI; K. WOHPLETZ and R. BUETTNER. 2000. Phreatomagmatic fragmentation. **In:** Encyclopedia of volcanoes. Sigurdsson, H. et al editors. Academic Press. San Diego. pp: 431-445.
- MARULANDA, J. y C. PULIDO. 1984. Mineralogía de arcillas de algunos suelos colombianos. Suelos Ecuatoriales 14 (1): 118-125.
- MEDENBACH, O. y C. S. SUSSIECK - FORNEFELD. 1983. Minerales. Editorial Blume. Barcelona. 287 p.
- MEJÍA, L. 1991. Utilidad e importancia del análisis químico total en el estudio de la génesis, composición y contaminación de los suelos. **En:** Fundamentos para la interpretación de análisis de suelos, plantas y agua para riego. Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. pp: 67-96.
- MEJÍA, L. 1981. La relación clima – suelo: I. Influencia del clima en la formación y características de los suelos. CIAF. Bogotá. 46 p.
- MEJÍA, L. 1980a. Conceptos básicos comunes a la Pedología y Geomorfología. CIAF. Bogotá. 278 p.
- MEJÍA, L. 1980b. La mineralogía del suelo y sus relaciones con la fertilidad. **En:** Fertilidad de suelos: Diagnóstico y control. Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. pp: 29-84.
- MESA, O.; G. POVEDA y L. F. CARVAJAL. 1997. Introducción al clima de Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Medellín. 390 p.
- MOORMANN, F. R. 1984. Classification of Alfisols and Ultisols with low activity clay. **In:** Proceedings of a Symposium on Low Activity Clay (LAC). Soil SMSS Technical Monograph N° 14. Las Vegas. pp: 1-12.
- MORENO, F. 1987. Comparación de algunas propiedades de suelos volcánicos bajo bosques naturales, potreros y plantaciones forestales. Tesis (Ingeniero Forestal). Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Agronomía. Medellín. 186 p.
- MOSQUERA, L. 1986. Clasificación de las tierras por su capacidad de uso. IGAC. Bogotá. 37 p.
- MOTTA, B. et al. 1990. Métodos analíticos del Laboratorio de Suelos. 5ª. Ed. IGAC. Bogotá. 502 p.
- MUNEVAR, F. 1991. Conceptos sobre la materia orgánica y el nitrógeno del suelo, relacionados con la interpretación de análisis químicos. **En:** Fundamentos para la Interpretación de Análisis de Suelos, Plantas y Aguas para riego. Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. pp. 227-244.
- NIKONOVA, S. I. y V. P. TSIPLIONKOV. 1989. Los lípidos en la materia orgánica de los suelos. Ciencias de la Agricultura 37-38: 136-147.
- OROZCO, F. H. 1999. Biología del nitrógeno. Conceptos básicos sobre sus transformaciones biológicas. Tomo I. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Medellín. 231 p.
- PARISI, V. 1979. Biología y ecología del suelo. Editorial Blume. Barcelona. 169 p.

- PAUL, E. A. and F. E. CLARK. 1989. Soil microbiology and biochemistry. Academic Press Inc. Londres. 275 p.
- PORTA, J.; M. LÓPEZ – ACEVEDO y C. ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Prensa. Madrid. 807 p.
- PRITCHETT, W. L. 1991. Suelos forestales: Propiedades, conservación y mejoramiento. Editorial Limusa. México. 634 p.
- ROGERS, N. and CH. HAWKESWORTH. 2000. Composition of magmas. **In:** Encyclopedia of volcanoes. Sigurdsson, H. et al editors. Academic Press. San Diego. pp: 115-131.
- ROMERO, M. y C. CHAMORRO. 1991. Utilización de *Eisenia fetida* en labores agrícolas. Suelos Ecuatoriales 21 (2): 155-163.
- SALAMANCA, S. s. f. Distribución altitudinal de la vegetación en los Andes centrales de Colombia. **En:** Fundamentos para la definición de pisos bioclimáticos. Análisis Geográficos N°. 11. IGAC. Bogotá. pp: 53-84.
- SOIL SURVEY STAFF (SSS). 1994. Keys to soil taxonomy. 6ª. Ed. USDA. Washington D. C. 306 p.
- SOIL SURVEY DIVISION STAFF (SSDS). 1993. Soil survey manual. Handbook No. 18. USDA. Washington D. C. 437 p.
- STRAHLER, A. 1979. Geografía física. 4ª. Ed. Editorial Omega S. A. Barcelona. 767 p.
- TARBUCK, E. y F. LUTGENS. 1999. Ciencias de la tierra: Una introducción a la Geología Física. 6ª. Ed. Prentice Hall Iberia S. R. L. Madrid. 572 p.
- TRUJILLO, G. 1980. Curso de mineralogía general. Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 186 p.
- VILLOTA, H. 1997. Una nueva aproximación a la clasificación fisiográfica del terreno 1997. Revista CIAF 15: 83-115.
- VILLOTA, H. 1991. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de las tierras. IGAC. Santafé de Bogotá. 212 p.
- WOLFF, J. A. and J. M. SUMNER. 2000. Lava fountains and their products. **In:** Encyclopedia of volcanoes. Sigurdsson, H. et al editors. Academic Press. San Diego. pp: 321-329.
- YOUNG, A. 1994. Agroforestry for soil conservation. CAB International. BPC Wheatons Ltd. U. K. 276 p.
- ZERDA, M. y C. CHAMORRO. 1990. Influencia del uso del suelo sobre la mesofauna edáfica en el páramo de Chizacá (Cundinamarca, Colombia). **En:** Biología de Suelos. Investigaciones Subdirección Agrológico. Vol. 2 N°. 1. IGAC - Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. pp: 47-60.
- ZULUAGA, D. et al. 1995. Componente bioedáfico de los suelos del área de Caño Limón (Arauca - Colombia). Suelos Ecuatoriales 25: 109-111.

AUTOEVALUACIÓN

1. ¿Cuáles son los factores de formación del suelo?
2. ¿Por qué la evapotranspiración es una de las variables climáticas más importantes en la relación clima – suelo?

3. En Colombia ¿cuál es la condición de humedad climática que predomina?
4. Defina 5 diferencias que usted esperaría encontrar entre dos suelos derivados del mismo material parental, uno ubicado en clima frío húmedo y el otro en clima frío seco.
5. ¿Cómo se define textura en rocas ígneas?. ¿Cuáles son las texturas que se presentan en esas rocas y cómo se identifican?. Dé un ejemplo de roca para cada textura descrita.
6. ¿Cómo se diferencia una roca sedimentaria de un sedimento?.
7. ¿Qué es foliación en rocas metamórficas?. ¿Cuáles tipos de foliación hay?.
8. ¿Cuál es la diferencia entre un mineral primario y uno secundario?.
9. ¿Cuáles son los minerales primarios más comunes en los suelos?.
10. En los suelos colombianos ¿cuál grupo de filosilicatos secundarios predomina?.
11. ¿Por qué es importante el cuarzo en el estudio del suelo?.
12. ¿Cuál es el material parental que ocupa mayor área en Colombia?.
13. ¿Cuál es el grupo de microorganismos más abundante en el suelo?. ¿Cuáles son las condiciones ambientales que más lo favorecen?.
14. En un suelo de clima frío húmedo, ácido, con alto contenido de materia orgánica poco descompuesta y bajo en bases, ¿cuál grupo de microorganismos será dominante? ¿Por qué?.
15. ¿Cuál es el macroorganismo más importante de la fauna del suelo?.
16. Diga 10 efectos que tenga la biota sobre el suelo.
17. ¿La acción del hombre sobre el suelo siempre es nociva?. Explique.
18. De los componentes orgánicos que posee el suelo, ¿cuál es el más importante y por qué?.
19. ¿Qué se entiende por mineralización de la materia orgánica?. ¿Y por humificación?.
20. ¿Qué es el humus del suelo?.
21. Diga 3 factores que causen pérdidas de materia orgánica en el suelo.
22. Diga 5 propiedades del suelo que se relacionen directamente con la materia orgánica del mismo.
23. ¿Cómo se relaciona el relieve con las condiciones de drenaje del suelo?.
24. ¿Qué es una vertiente y cómo se relaciona con el desarrollo del suelo?.
25. ¿Cuál es el período de edad geológica que se utiliza en la pedogénesis?.
26. ¿Qué relación general puede establecerse entre la evolución del suelo y su fertilidad? ¿Por qué?.

EVALUACIÓN

En el informe de un levantamiento de suelos de alguna región, buscar las características de dos suelos derivados del mismo material parental, ubicados en diferentes condiciones climáticas y con el mismo tipo de relieve; hacer una comparación de los suelos encontrados y tratar de establecer cuáles de las propiedades evaluadas han sido más controladas por cada uno de los factores de formación del suelo; las respuestas deben ser sustentadas adecuadamente. Discuta sus apreciaciones en grupos de compañeros, pueden haber alternativas que usted no consideró.