

2009/2010



Dr. Antonio Jordán López
Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y
Química Agrícola
(Universidad de Sevilla)

1	INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA.....	7
1.1	CONCEPTO, CONTENIDO Y RELACIÓN CON OTRAS CIENCIAS	7
1.2	EL SUELO: ESQUEMA GENERAL DE SU FORMACIÓN	9
1.2.1	<i>Procesos básicos</i>	9
1.2.2	<i>Etapas de la formación del suelo</i>	11
1.3	EL PERFIL Y LOS HORIZONTES DEL SUELO.....	14
1.3.1	<i>Nomenclatura ABC de los horizontes del suelo</i>	15
1.3.1.1	Horizontes principales.....	15
1.3.1.2	Horizontes de transición	16
1.3.1.3	Horizontes mezcla	16
1.3.1.4	Letras sufijo más usuales	16
1.3.1.5	Cifras.....	17
1.3.2	<i>Descripción de horizontes</i>	18
2	COMPONENTES SÓLIDOS INORGÁNICOS DEL SUELO	20
2.1	COMPOSICIÓN DEL SUELO	20
2.2	LA FASE SÓLIDA.....	21
2.3	COMPONENTES SÓLIDOS INORGÁNICOS DEL SUELO.....	22
2.3.1	<i>Las arcillas: origen, estructura y propiedades</i>	23
2.3.1.1	Origen	23
2.3.1.2	Estructura de las arcillas.....	24
2.3.1.2.1	Minerales de 2 capas (estructura 1:1).....	26
2.3.1.2.1.1	Caolinita.....	26
2.3.1.2.2	Minerales de 3 capas (estructura 2:1).....	26
2.3.1.2.2.1	Esmectitas	27
2.3.1.2.2.2	Micas	27
2.3.1.2.2.3	Ilita	27
2.3.1.2.2.4	Clorita	27
2.3.1.2.2.5	Vermiculita	28
2.3.1.2.3	<i>Minerales accesorios de la arcilla</i>	30

3	COMPONENTES SÓLIDOS ORGÁNICOS DEL SUELO	32
3.1	LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO	32
3.1.1	<i>Componentes de la materia orgánica del suelo</i>	<i>32</i>
3.1.2	<i>Contenido de materia orgánica del suelo</i>	<i>36</i>
3.1.3	<i>Evolución de la materia orgánica del suelo</i>	<i>39</i>
3.1.4	<i>Propiedades de la materia orgánica del suelo</i>	<i>44</i>
3.2	SUSTANCIAS HÚMICAS.....	47
3.3	TIPOS DE HUMUS	48
3.3.1	<i>Humus mor</i>	<i>48</i>
3.3.2	<i>Humus moder</i>	<i>49</i>
3.3.3	<i>Humus mull.....</i>	<i>50</i>
3.4	RELACIÓN C/N	50
3.5	LA MATERIA ORGÁNICA EN LOS SUELOS CULTIVADOS.....	53
4	BIOLOGÍA DEL SUELO.....	54
4.1	ORGANISMOS DEL SUELO	54
4.2	ECOLOGÍA DE LOS ORGANISMOS DEL SUELO	54
4.3	CLASIFICACIÓN DE LOS ORGANISMOS DEL SUELO	56
4.3.1	<i>Tipos de organismos según su tamaño.....</i>	<i>56</i>
4.3.2	<i>Tipos de organismos según su metabolismo</i>	<i>60</i>
4.4	LOS ORGANISMOS DEL SUELO COMO FACTOR FORMADOR.....	61
5	TEXTURA DEL SUELO.....	66
5.1	CONCEPTO DE TEXTURA.....	66
5.2	CLASIFICACIÓN TEXTURAL	68
5.3	INFLUENCIA SOBRE LAS PROPIEDADES DEL SUELO.....	72
5.4	DETERMINACIÓN DE LA TEXTURA	76
5.4.1	<i>Ensayo al tacto</i>	<i>76</i>
5.4.2	<i>Análisis mecánico</i>	<i>77</i>
6	ESTRUCTURA DEL SUELO.....	79
6.1	INTRODUCCIÓN.....	79
6.2	GÉNESIS DE LA ESTRUCTURA.....	79

6.3	ESTABILIDAD DE LA ESTRUCTURA.....	81
6.4	CLASIFICACIÓN DE LOS TIPOS DE ESTRUCTURA.....	82
6.5	INTERPRETACIÓN PRÁCTICA.....	85
6.6	MICROESTRUCTURA: DETERMINACIÓN Y APLICACIONES.....	86
7	CONSISTENCIA DEL SUELO	90
7.1	INTRODUCCIÓN.....	90
7.2	APRECIACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA CONSISTENCIA DEL SUELO	92
7.3	INTERPRETACIÓN PRÁCTICA Y RELACIÓN CON EL TRABAJO AGRÍCOLA.....	93
8	COLOR Y TEMPERATURA DEL SUELO.....	94
8.1	EL COLOR DEL SUELO	94
8.1.1	<i>Relación entre el color y otras propiedades del suelo.....</i>	<i>94</i>
8.1.2	<i>Determinación del color del suelo.....</i>	<i>96</i>
8.2	TEMPERATURA DEL SUELO	97
8.2.1	<i>Absorción de energía calorífica por los suelos.....</i>	<i>97</i>
8.2.2	<i>Variaciones de la temperatura del suelo y sus consecuencias.....</i>	<i>101</i>
8.2.3	<i>Efectos de la temperatura del suelo sobre el crecimiento vegetal.....</i>	<i>102</i>
8.2.4	<i>Manejo de la temperatura del suelo con fines agrícolas.....</i>	<i>104</i>
9	FASE GASEOSA DEL SUELO	105
9.1	LA FASE GASEOSA DEL SUELO	105
9.2	COMPOSICIÓN DE LA FASE GASEOSA.....	105
9.3	POROSIDAD DEL SUELO.....	107
9.3.1	<i>Cálculo de la porosidad.....</i>	<i>108</i>
9.3.2	<i>Clasificación de los poros del suelo.....</i>	<i>110</i>
9.3.3	<i>Diagramas de porosidad.....</i>	<i>111</i>
9.4	POTENCIAL DE ÓXIDO-REDUCCIÓN DEL SUELO (EH).....	112
9.5	AIREACIÓN DEL SUELO	115
9.5.1	<i>Velocidad de difusión del oxígeno.....</i>	<i>116</i>
9.5.2	<i>Causas de la baja aireación del suelo.....</i>	<i>117</i>
9.5.3	<i>Efectos de la baja aireación del suelo.....</i>	<i>118</i>

10	FASE LÍQUIDA DEL SUELO	120
10.1	AGUA DEL SUELO	120
10.2	COMPOSICIÓN DE LA SOLUCIÓN DEL SUELO	122
11	DINÁMICA DEL AGUA EN EL SUELO	126
11.1	EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO	126
11.2	POTENCIAL HÍDRICO.....	128
11.3	RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO.....	131
11.4	CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA.....	133
11.4.1	<i>Flujo saturado</i>	134
11.4.2	<i>Flujo no saturado</i>	135
11.5	BALANCE DE AGUA.....	136
11.6	FERTIRRIGACIÓN	136
11.7	MANEJO DEL AGUA DE LOS SUELOS.....	137
12	REACCIÓN DEL SUELO	138
12.1	ACIDEZ DEL SUELO	138
12.1.1	<i>Concepto de pH</i>	138
12.1.2	<i>El pH del suelo</i>	139
12.1.2.1	Efecto del pH sobre las propiedades físicas del suelo	141
12.1.2.2	Efecto del pH sobre la solubilidad de especies químicas	141
12.1.2.3	Efecto del pH sobre la actividad biológica del suelo	141
12.2	CONTENIDO DEL SUELO EN CARBONATOS	145
12.3	CALIZA ACTIVA.....	146
12.4	ENMIENDAS	148
13	CAMBIO IÓNICO DEL SUELO	149
13.1	INTRODUCCIÓN	149
13.2	INTERCAMBIO IÓNICO	151
13.2.1	<i>Cambio catiónico</i>	151
13.2.1.1	Capacidad de intercambio catiónico	151
13.2.1.2	Saturación en bases del complejo de cambio	153
13.2.1.3	Significado agronómico de la CIC.....	154

13.2.2	<i>Cambio aniónico</i>	157
14	SUELOS SALINOS Y SÓDICOS	158
14.1	SALINIDAD Y SODICIDAD DEL SUELO	158
14.2	ORIGEN DE LAS SALES SOLUBLES	159
14.2.1	<i>Ciclos continentales</i>	160
14.2.1.1	Ciclo continental de acumulación primaria de sales	160
14.2.1.2	Ciclo continental de acumulación secundaria de sales	160
14.2.2	<i>Ciclos marinos</i>	161
14.2.3	<i>Ciclos deltáicos</i>	161
14.2.4	<i>Ciclos artesianos</i>	161
14.2.5	<i>Ciclos antropogénicos</i>	162
14.3	PRINCIPALES TIPOS DE SALES EN LOS SUELOS BAJO CONDICIONES ÁRIDAS	162
14.4	EFFECTOS DE LA SALINIDAD Y SODICIDAD SOBRE EL CRECIMIENTO DE LAS PLANTAS	163
14.5	EFFECTO DE LA SALINIDAD SOBRE LA FERTILIDAD FÍSICA	164
14.6	MEDIDA DE LA SALINIDAD	165
15	BIBLIOGRAFÍA	168

1 INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA

1.1 CONCEPTO, CONTENIDO Y RELACIÓN CON OTRAS CIENCIAS

El suelo es la fina capa de material fértil que recubre la superficie de la Tierra.

El suelo es una capa delgada situada en el límite entre la atmósfera y la zona continental de la corteza terrestre (Figura 1-1).

Atmósfera, corteza y suelo interactúan para proporcionar a los seres vivos los recursos que necesitan. El suelo, por tanto, constituye el soporte de la vida sobre los continentes.

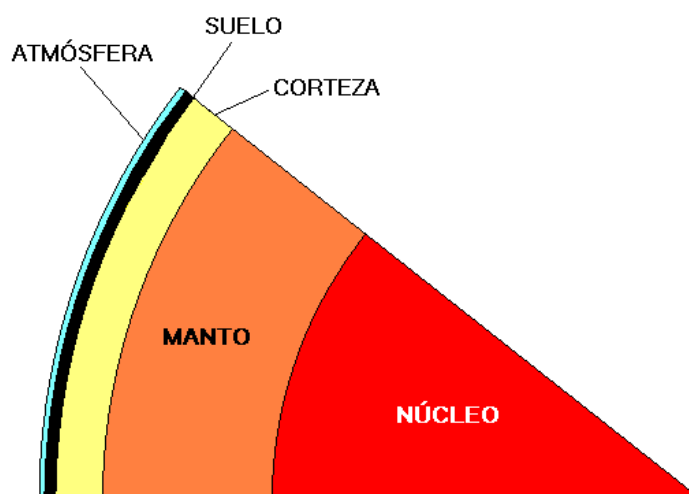


Figura 1-1. Sección transversal de la Tierra a través de un continente.

Desde el punto de vista científico el suelo constituye el objeto de estudio de la Edafología, la cual lo define como "ente natural organizado e independiente, con unos constituyentes, propiedades y génesis que son el resultado de la actuación de una serie de factores activos (clima, organismos, relieve y tiempo) sobre un material pasivo (la roca madre)". El suelo forma un sistema abierto a la atmósfera y la corteza que almacena de forma temporal los recursos necesarios para los seres vivos (Figura 1-2). La disponibilidad de estos recursos (agua, energía, nutrientes minerales, etc.) depende de la intensidad y velocidad de los procesos de intercambio entre el suelo y el resto de compartimentos de los sistemas ecológicos.

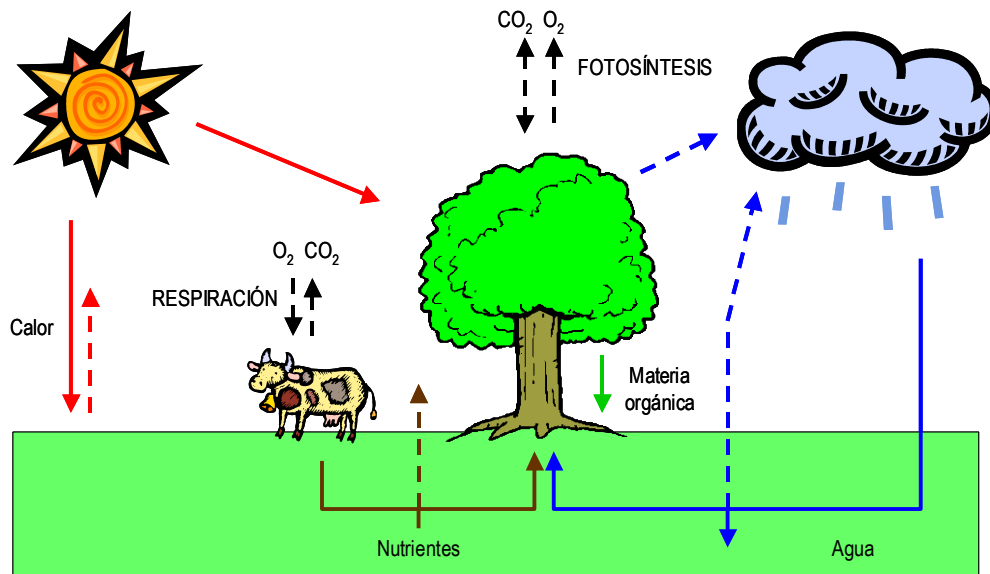


Figura 1-2. Ciclos e intercambios de materia y energía entre la atmósfera, el suelo, la corteza y los seres vivos.

El concepto de suelo ha ido modificándose conforme ha ido avanzando el conocimiento de sus componentes y la relación entre ellos. Así, para el alemán Frank Albert Fallou (1862), el suelo puede considerarse como “el producto de la alteración, que, como dientes, va royendo la superficie de la tierra”. En este mismo sentido, para el también alemán Emil Ramann (1928), el suelo es “la capa superior de alteración de la corteza”. Lavy, pensaba que el suelo no era más que una clase de roca. Se trata de conceptos meramente geológicos.

Para el norteamericano Eugene Woldemar Hilgard (1906), con una formación más amplia como geólogo, edafólogo y agrónomo, el suelo era “el material más o menos suelto en el que las plantas encuentran soporte y nutrición”.

Robinson (1930) afirmaba que el suelo es la alteración físico-química de la roca, los residuos orgánicos y los excrementos.

Según Walter L. Kubiena, investigador afincado en España, “el suelo es la capa viviente de transformación de la corteza sólida terrestre surgida bajo el influjo de la vida y de las especiales condiciones del hábitat biológico, sometida a un constante cambio estacional y desarrollo peculiar”.

José María Albareda definió en 1940 el suelo como “una formación limítrofe, zona en que se compenetrán la parte sólida, líquida y gaseosa de la tierra, lo mineral inorgánico, seres vivos y restos de la vida, crecimientos y destrucciones, lavados y evaporaciones, una complejidad natural sometida a una complejidad dinámica”.

Desde el punto de vista científico más actualizado, la Edafología define el suelo como “un ente natural organizado e independiente, con unos constituyentes, propiedades y génesis que son el resultado de la actuación de una serie de factores activos (clima, organismos, relieve y tiempo) sobre un material pasivo (la roca madre)”. El edafólogo francés Philippe Duchaufour definió en 1956 el suelo como una “colección de cuerpos naturales de la superficie terrestre que soporta plantas, que llega desde los matriales no consolidados e inorgánicos que yacen en la zona de las raíces de plantas nativas perennes a donde se han desarrollado horizontes impermeables a las

raíces o los dos metros más superficiales de propiedades distintas al material rocoso subyacente, como resultado de la acción de organismos vivos, clima, roca madre y relieve”.

En la definición de suelo que ofrece el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, 1998), el suelo es un cuerpo natural formado por una fase sólida (minerales y materia orgánica), una fase líquida y una fase gaseosa que ocupa la superficie de la tierra, organizada en horizontes o capas de materiales distintos a la roca madre, como resultado de adiciones, pérdidas, transferencias y transformaciones de materia y energía, que tiene capacidad para servir de soporte a las plantas con raíces en un medio natural. Los límites superiores del suelo son la atmósfera, las aguas superficiales poco profundas (es decir, que pueden soportar el crecimiento de raíces), las plantas vivas o el material orgánico que no ha comenzado a descomponerse. Los límites horizontales los constituyen áreas donde el suelo es invadido por aguas profundas (más de 2.5 m), materiales estériles, rocas o hielo. El límite inferior está constituido por la roca dura y continua. De manera arbitraria, la profundidad máxima del suelo se establece en 2 m.

De este modo, la visión del suelo como una intersección de atmósfera, litosfera, hidrosfera y biosfera ha dejado paso a un concepto de suelo como un subsistema de los ecosistemas terrestres.

Este concepto sistémico del suelo implica tres características fundamentales:

- Complejidad: El suelo está caracterizado por una atmósfera interna, una economía particular del agua, una flora y fauna determinada, unas partículas minerales y unas partículas orgánicas, estando todos estos componentes fuertemente relacionados.
- Dinamismo: El suelo adquiere progresivamente sus propiedades por la acción combinada del medio. La roca madre se altera por influencia del clima y la vegetación; los residuos vegetales y animales son atacados por los microorganismos del suelo, forman complejos orgánicos coloidales que se denominan humus y que después se mineralizan progresivamente; se establecen uniones más o menos íntimas entre los minerales procedentes de la alteración de la roca y el humus; las sustancias solubilizadas y las partículas coloidales sufren migraciones. Así, al fin de su proceso evolutivo, el suelo da lugar a un medio estable y equilibrado con el clima, la vegetación y la roca madre. Sin embargo, este equilibrio puede romperse mediante una modificación apreciable del clima o la vegetación, comenzando un nuevo proceso de evolución.
- Permeabilidad: El suelo es un sistema abierto. Esta permeabilidad repercute en la mayor o menor facilidad de degradación.

1.2 EL SUELO: ESQUEMA GENERAL DE SU FORMACIÓN

1.2.1 PROCESOS BÁSICOS

Desde un punto de vista global en el suelo se pueden encontrar tres tipos de procesos generales:

- Aporte, alteración y pérdida del material litológico.
- Aporte, alteración y pérdida del material orgánico.

- Reorganización de ambos materiales por mezcla, agregación, translocación y diferenciación.

Es decir, que los complejos procesos de transformación de un suelo se reducen a adiciones, transformaciones, transferencias y pérdidas de materiales. Básicamente, se trata de sólo tres procesos: meteorización física, alteración química y translocación de sustancias. Estos procesos afectan tanto a la fase mineral como a la fase orgánica del suelo y constituyen lo que tradicionalmente se denomina como los procesos básicos o generales en la formación del suelo ya que actúan siempre en la formación de todos los suelos.

Los procesos de meteorización física del material original pueden observarse en la base del perfil de suelo, donde la roca original aparece fragmentada en bloques de tamaño heterogéneo y en partículas más finas. La fragmentación mecánica del sustrato original ocurre por causas fundamentalmente climáticas (procesos de dilatación/contracción debido a la insolación o a la congelación, cambios de humedad) pero también a causas geológicas, como el descenso de presión que sufren las rocas al aflorar en la superficie, cristalización de sustancias en los poros del suelo o a la acción mecánica de las raíces de las plantas, que pueden llegar a fracturar el material.

Entre los procesos de alteración química figuran el empardecimiento, la rubefacción, la fersialitización, la ferralitización o la gleyzación.

Los procesos de translocación se realizan debido a la acción del agua. Normalmente, el movimiento del agua en el perfil es descendente. Sin embargo, en climas áridos, es perceptible el movimiento ascendente de las sales debido a los procesos de evapotranspiración. En zonas de relieve montañoso, el desplazamiento lateral del agua del suelo también puede tener efectos importantes en la formación del suelo (Figura 1-3). En los procesos de translocación pueden distinguirse dos fases distintas:

- Eluviación. Es la fase inicial de movilización de materiales que constituyen la capa superficial del suelo.
- Iluviación. Es la fase de inmovilización o acumulación de sustancias procedentes de las capas superiores del suelo en las zonas más profundas.

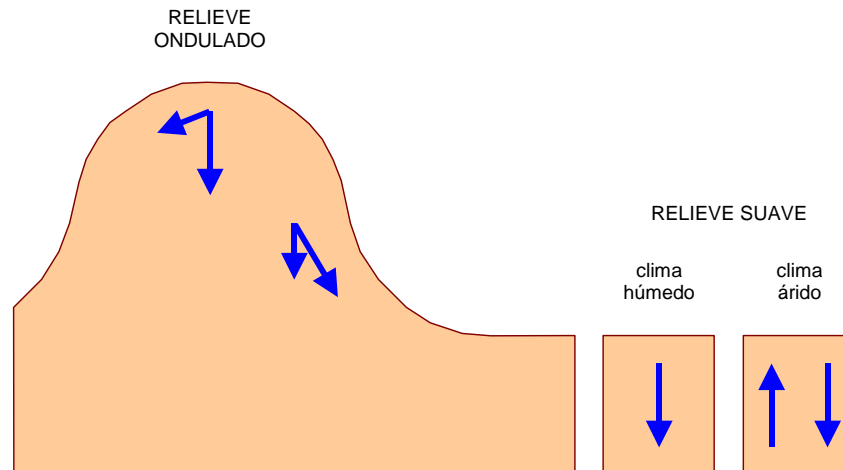


Figura 1-3. Movimiento del agua en el suelo.

1.2.2 ETAPAS DE LA FORMACIÓN DEL SUELO

El suelo procede de la roca madre, la cual se altera por la acción de los factores ambientales y en su formación se desarrollan una serie de procesos que transforman el material original hasta darle una morfología y propiedades propias.

En la formación del suelo intervienen un conjunto de procesos muy heterogéneos. Esta complejidad se desprende si nos fijamos en la posición del suelo en la Naturaleza. El suelo está sometido a las leyes de la litosfera, hidrosfera, biosfera y atmósfera. De este modo, el suelo es el resultado de la acción de cinco factores formadores principales:

- Litología. La naturaleza litológica del sustrato original condiciona las propiedades químicas (acidez, riqueza en nutrientes, etc.) y físicas del suelo (permeabilidad, consistencia, textura, etc.). La influencia del material original se pone de manifiesto en propiedades como el color, la textura, la estructura, la acidez y otras muchas propiedades del suelo. Las rocas que contengan abundantes minerales inestables evolucionarán fácil y rápidamente para formar suelos, mientras que aquellas otras, como las arenas maduras, que sólo contienen minerales muy estables, como el cuarzo, apenas si llegan a edafizarse aunque estén expuestas durante largo tiempo a la meteorización. La roca regula la penetración y circulación del aire y del agua, lo que va a condicionar de un modo decisivo la fragmentación, alteración y translocación de los materiales. En general, cuando el resto de condiciones permanecen iguales, existe una estrecha relación entre el tipo de suelo y las características de la roca madre.
- Clima. El clima influye directamente sobre el suelo mediante la humedad y la temperatura, y de manera indirecta mediante la vegetación y el relieve. El clima es el principal agente de alteración química del suelo, así como de la fragmentación mecánica de determinados tipos de sustratos. El clima controla los procesos que tienen lugar en el suelo y su intensidad. La disponibilidad y el flujo de agua regulan la velocidad de desarrollo de la mayoría de los procesos edáficos. Muchas propiedades de los suelos presentan determinadas tendencias relacionadas con las características del clima. La cantidad y el tipo de arcilla, por ejemplo tiene que ver con las características climáticas

que controlan la alteración química. Existe una relación entre el tipo de mineral existente y la precipitación (Figura 1-4).

- **Relieve.** El relieve condiciona el desarrollo del suelo, fundamentalmente desde el punto de vista de la profundidad y la diferenciación de horizontes. El relieve influye sobre el transporte por gravedad. Los relieves abruptos favorecen la erosión, originando suelos lépticos, poco profundos (Figura 1-5). En los valles, por el contrario, se favorece el desarrollo en profundidad del suelo. El relieve, además, condiciona aspectos como la insolación, el drenaje del suelo y determinados procesos geomorfológicos. La relación entre el suelo y las características geomorfológicas del paisaje es tan estrecha que su conocimiento es la base para establecer los modelos de distribución de suelos útiles en cartografía y ordenación del territorio.
- **Seres vivos.** Los seres vivos afectan al suelo de diversas maneras. Las plantas constituyen la principal fuente de materia orgánica del suelo. Los seres vivos condicionan tanto procesos de tipo químico como físico, favoreciendo en general la fertilidad del suelo. Los animales excavadores trituran y mezclan el material del suelo, lo que influye sobre la estructuración, la permeabilidad y la aireación. En general, los vertebrados y algunos invertebrados, como los artrópodos, son responsables de la bioturbación del suelo. Los invertebrados no artrópodos colaboran en la alteración de la materia orgánica y favoreciendo la mezcla de materia orgánica y mineral del suelo. La vegetación posee un papel clave en la formación del suelo, sobre todo si se considera su capacidad de meteorización de la roca (líquenes, raíces, etc.) o el aporte de materia orgánica.
- **Edad.** El tiempo constituye un factor importante en el suelo, de tal modo que los suelos más antiguos son los que muestran un mayor desarrollo en profundidad del perfil y una mayor diversificación de horizontes. La velocidad de formación del suelo va desde 1 mm/año hasta 0,001 mm/año. Las propiedades del suelo pueden variar en función del momento del día o el año, además de la existencia de cambios muy lentos que necesitan decenas o cientos de años para producirse.

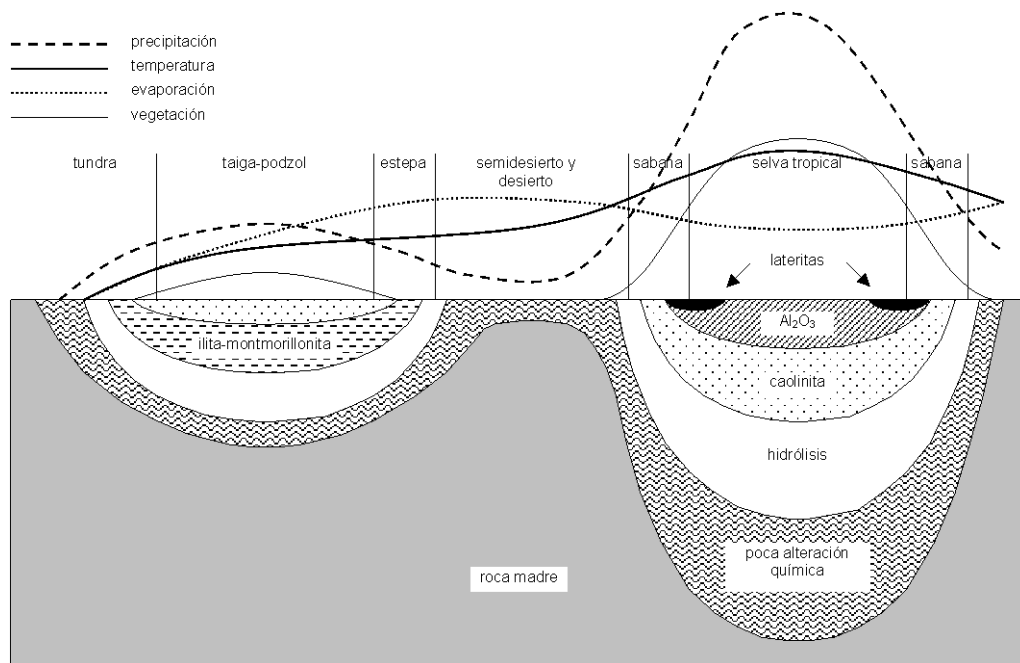


Figura 1-4. Relación entre el clima y los suelos a lo largo de un gradiente latitudinal (a partir de Strakhov, 1968).

La formación del suelo tiene lugar como consecuencia de la actuación de estos cinco factores formadores, y en ella desde el punto de vista didáctico se pueden distinguir dos etapas: la etapa inicial que representa la diferenciación de los constituyentes del suelo y una etapa final en la que los constituyentes se reorganizan y evolucionan para formar el suelo.

- La etapa inicial comienza, lógicamente, con la fragmentación de las rocas originales y también de los restos de los organismos que poco a poco han ido colonizando el material. La desagregación del material facilitará la circulación del aire y del agua, y también favorecerá la actividad biótica, todo lo cual conducirá a la subsiguiente alteración química del material.
- Los minerales de las rocas originales, dependiendo de la estabilidad, se alteran en mayor o menor medida, apareciendo en el suelo más o menos transformados. Los iones liberados en la alteración mineral pasarán a la solución del suelo formando geles o se recombinarán para dar lugar a nuevos minerales.
- Por otra parte, los vegetales y animales sufren al morir unas intensas transformaciones químicas, desarrollándose un nuevo material orgánico que evoluciona para alcanzar un equilibrio en las condiciones edáficas, llamado humus. Durante estos procesos de transformación del material orgánico se desprenderán compuestos sencillos que irán a engrosar la solución del suelo y también se pueden desprender como consecuencia de estas reacciones determinados gases, además de agua, pero el agua y los gases del suelo proceden fundamentalmente de la atmósfera.

- Etapa final. Todos los constituyentes formados o liberados en la etapa inicial (minerales, humus, geles, gases, agua y soluciones) sufren una serie de procesos de mezcla y diferenciaciones que si evolucionan in situ conducen a la formación del suelo, mientras que si son arrastrados a otros lugares, dan lugar a los sedimentos (los cuales pueden sufrir posteriormente nuevos procesos de edafización). En la fase final la transformación es tan intensa que el material adquiere una morfología y unas características químicas propias. Las sustancias minerales originales se han transformado física y químicamente, se han reorganizado y unido entre sí y a la fracción orgánica y han formado nuevos agregados estructurales. Las movilizaciones de sustancias adquieren en esta fase un papel predominante.

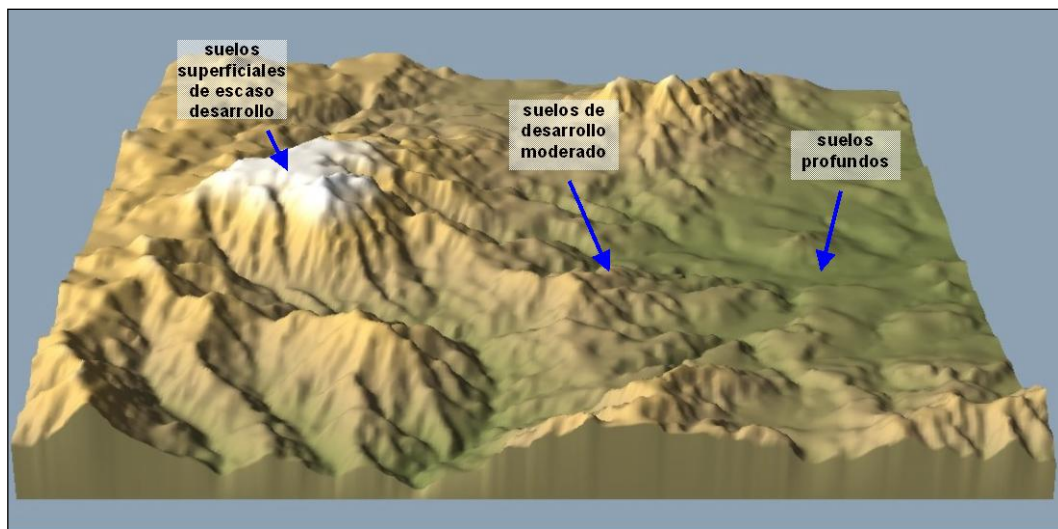


Figura 1-5. Zonación del desarrollo del suelo, según el relieve (vista de la Sierra de las Nieves, Málaga).

1.3 EL PERFIL Y LOS HORIZONTES DEL SUELO

Como la edafización actúa desde la superficie y va perdiendo su intensidad conforme profundizamos en el perfil del suelo, el material se altera de un modo diferencial y como resultado de la actuación de estos procesos de meteorización y translocación se pasa de un material homogéneo o uniforme, como es la roca, a un material heterogéneo, estratificado en capas con diferentes propiedades como es el suelo; es decir, se produce la horizonación del material. Y es precisamente esta característica, representada por la variación regular de las propiedades y constituyentes del suelo en función de la profundidad, la característica más representativa de los suelos, rasgo que los diferencia claramente de las rocas.

A cada capa en que se organiza el material del suelo se le denomina horizonte, y su superposición constituye el perfil del suelo.

Los horizontes constituyen las unidades para el estudio y para la clasificación de los suelos.

Los horizontes edáficos son capas aproximadamente paralelas a la superficie del terreno y se establecen en función de cambios de las propiedades y constituyentes (que son el resultado de la actuación de los procesos de formación del suelo) con respecto a las capas inmediatas.

Los horizontes se ponen, normalmente, de manifiesto en el campo, en el perfil del suelo, pero los datos de laboratorio sirven para confirmar y caracterizar a estos horizontes.

Generalmente bastan solo tres propiedades para establecer la horizonación de un suelo:

- Color.
- Textura.
- Estructura.

Aunque propiedades como la consistencia, la reacción ácida y otras, son a veces de gran ayuda, el más mínimo cambio detectado (en una sola o en varias de estas propiedades) es suficiente para diferenciar un nuevo horizonte.

1.3.1 NOMENCLATURA ABC DE LOS HORIZONTES DEL SUELO

La designación de horizontes constituye uno de los pasos fundamentales en la definición de los suelos.

Para designar a los horizontes del suelo se usan un conjunto de letras y de números.

1.3.1.1 HORIZONTES PRINCIPALES

Los horizontes se designan mediante letras mayúsculas que nos indican las características fundamentales del material de que está constituido. De manera simple, los horizontes principales se designan mediante las siguientes letras:

- H. Acumulaciones de materia orgánica sin descomponer (>20-30%), saturados en agua por largos períodos. Es el horizonte de las turbas.
- O. Capa de hojarasca sobre la superficie del suelo (sin saturar agua; >35%), frecuente en los bosques.
- A. Formado en la superficie, con mayor porcentaje de materia orgánica (transformada) que los horizontes situados debajo. Típicamente de color gris oscuro, más o menos negro, pero cuando contiene poca materia orgánica (suelos cultivados) puede ser claro. Estructura migajosa y granular.
- E. Horizonte de fuerte lavado. Típicamente situado entre un A y un B. Con menos arcilla y óxidos de Fe y Al que el horizonte A y B. Con menos materia orgánica que el A. Muy arenosos y de colores muy claros (altos valores). Estructura de muy bajo grado de desarrollo (la laminar es típica de este horizonte).
- B. Horizonte de enriquecimiento en: arcilla (iluvial o in situ), óxidos de Fe y Al (iluviales o in situ) o de materia orgánica (sólo si es de origen iluvial; no in situ), o también por enriquecimiento residual por lavado de los carbonatos (si estaban presentes en la roca). De colores pardos y rojos, de cromas (cantidad de color) más intensos o hue (tonalidad del color) más rojo que el material original = hor. C). Con desarrollo de estructura edáfica (típicamente en bloques angulares, subangulares, prismática).

- C. Material original. Sin desarrollo de estructura edáfica, ni rasgos edáficos. Blando, suelto, se puede cavar con una azada. Puede estar meteorizado pero nunca edafizado.
- R. Material original. Roca dura, coherente. No se puede cavar.

1.3.1.2 HORIZONTES DE TRANSICIÓN

Se presentan cuando el límite entre los horizontes inmediatos es muy difuso, existiendo una capa ancha de transición con características intermedias entre los dos horizontes. Se representan por la combinación de dos letras mayúsculas (por ejemplo: AE, EB, BE, BC, CB, AB, BA, AC y CA). La primera letra indica el horizonte principal al cual se parece más el horizonte de transición.

1.3.1.3 HORIZONTES MEZCLA

En algunas ocasiones aparecen horizontes mezclados que constan de partes entremezcladas. Están constituidos por distintas zonas en cada una de las cuales se puede identificar a un horizonte principal (en la misma capa existen trozos individuales de un horizonte completamente rodeados de zonas de otro horizonte). Se designan con dos letras mayúsculas separadas por una raya diagonal (p.ej. E/B, B/C); la primera letra indica el horizonte principal que predomina.

1.3.1.4 LETRAS SUFIJO MÁS USUALES

Las letras minúsculas se usan como sufijos, para calificar a los horizontes principales especificando el carácter dominante de este horizonte. Las letras minúsculas van inmediatamente después de las letras mayúsculas. La Tabla 1-1 muestra las letras utilizadas como sufijo en la nomenclatura de los perfiles de suelo.

Tabla 1-1. Letras sufijo.

LETRA	DESCRIPCIÓN
p	Horizonte arado, (del inglés plow = arar). Prácticamente siempre referida al hor. A, (Ap).
h	Acumulación de materia orgánica (h de humus). Normalmente por mezcla, en el horizonte A de suelos vírgenes (Ap y Ah son excluyentes) y sólo en los podzoles, por iluviación, en el horizonte B (Ah Bh).
w	Horizonte B de alteración, (del inglés weathering = meteorización) reflejada, con respecto al horizonte inferior, por: la arcilla (alto contenido, formada in situ), y/o el color (más rojo o más pardo), y/o la estructura (edáfica, no la de las rocas originales). Si en el material original había carbonatos el B se puede formar simplemente por lavado de estos carbonatos (hor. de enriquecimiento residual). Bw.
t	Acumulación de arcilla iluvial, (de textura, o sea granulometría). Bt.
k	Acumulación de carbonatos secundarios (k de kalcium). Llamado "ca" en otras terminologías). En B (frecuente), en C (muy frecuentemente) y a veces en A (Ak Bk Ck).
y	Acumulación de yeso. Ay By Cy
z	Acumulación de sales más solubles que el yeso (y + z = sa, en otras terminologías). Az Bz Cz.
s	Acumulación de sesquióxidos, típico de los podzoles. Bs, también en los ferralsoles.
g	Moteado (abigarrado) por reducción del Fe. Manchas de colores pardos/rojos y gris/verde. Hidromorfía parcial. Bg Cg y más raramente Ag.
r	Reducción fuerte, como resultado de la influencia de la capa freática, colores gris verdoso / azulados (hidromorfía permanente, o casi). Cr Br.
m	Fuertemente cementado. Frecuentemente por carbonatos (Bmk), pero en otras condiciones puede ser por materia orgánica (Bmh), por sesquióxidos de Fe (Bms) o por sílice (Bmq)
b	Horizonte de suelo enterrado (paleosuelo) o bicíclico (p.e. Btb), (del inglés buried = enterrado).

1.3.1.5 CIFRAS

Se usan las cifras sufijo para indicar una subdivisión vertical de un horizontes del suelo. El número sufijo siempre va después de todas las letras símbolo. La secuencia numérica se aplica solo a un conjunto de letras determinado, de tal forma que la secuencia se empieza de nuevo en el caso de que el símbolo cambie (por ejemplo: Bt1 - Bt2 - Btg1 - Btg2). Sin embargo, una secuencia no se interrumpe por una discontinuidad litológica (por ejemplo; Bt1 - Bt2 - 2Bt3 - 2Bt4 - 3Bt5).

Se usan las cifras prefijo, en numeración romana, para indicar discontinuidades litológicas, indican que el material que formó el suelo no era homogéneo, (por ejemplo, suelo formado a partir de distintos estratos sedimentarios superpuestos).

La Figura 1-6 muestra dos ejemplos de designación de horizontes.

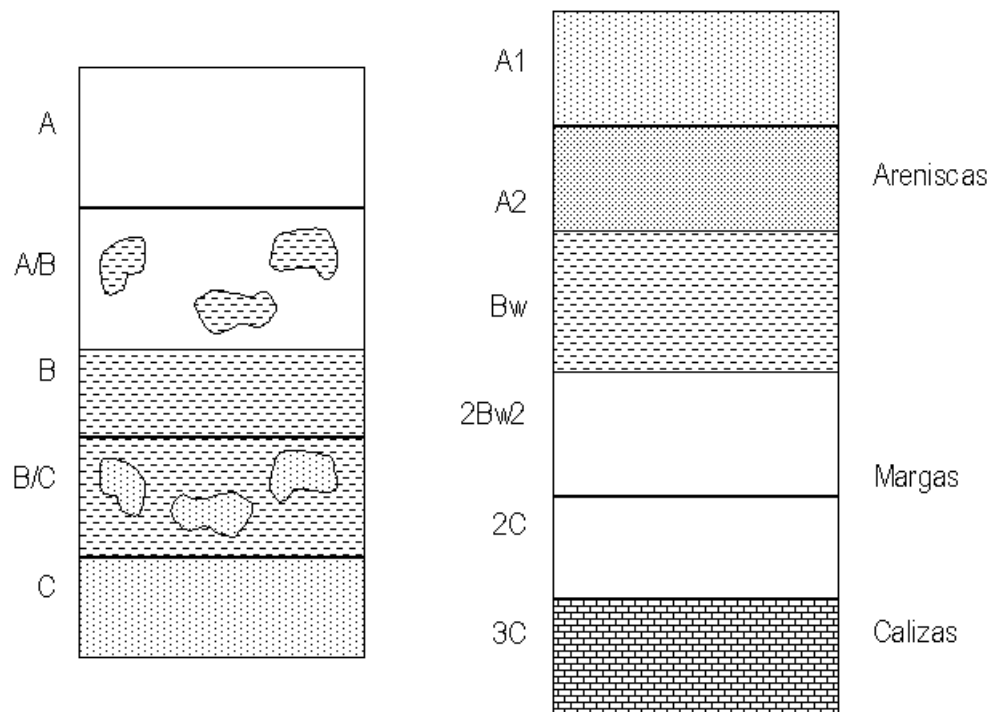


Figura 1-6. Designación de horizontes mediante el sistema ABC.

1.3.2 DESCRIPCIÓN DE HORIZONTES

Para el estudio de los horizontes ha de hacerse una completa descripción de sus características morfológicas, en el campo, junto a un completo análisis de sus propiedades físicas y químicas, en el laboratorio.

En líneas generales los datos se refieren:

Al medio ambiente en el que se encuentra el suelo: localización geográfica, roca, relieve, vegetación y uso, clima, drenaje, etc.)

A los horizontes en sí mismos. Con datos de campo (espesor, textura, estructura, color, consistencia y límite) y datos del análisis del suelo en el laboratorio: análisis físicos (granulometría, retenciones de agua, densidades, etc.), químicos (materia orgánica, N, CaCO₃, etc.), fisicoquímicos (pH, capacidad de cambio iónico, conductividad eléctrica, etc.) y micromorfológicos.

Con todos estos datos podrán establecerse interesantes conclusiones acerca de la clase de suelo, de sus propiedades, de su formación, de su fertilidad y de su uso más racional.

2 COMPONENTES SÓLIDOS INORGÁNICOS DEL SUELO

2.1 COMPOSICIÓN DEL SUELO

El suelo puede ser considerado como un sistema disperso en el que pueden diferenciarse tres fases (Figura 2-1):

- Fase sólida: agregados minerales y orgánicos.
- Fase líquida: agua de la solución del suelo.
- Fase gaseosa: atmósfera del suelo contenida en el espacio poroso.

En volumen, la fase sólida ocupa aproximadamente el 50% del total, mientras que las fases gaseosa y líquida se reparten el resto del espacio disponible Figura 2-2.

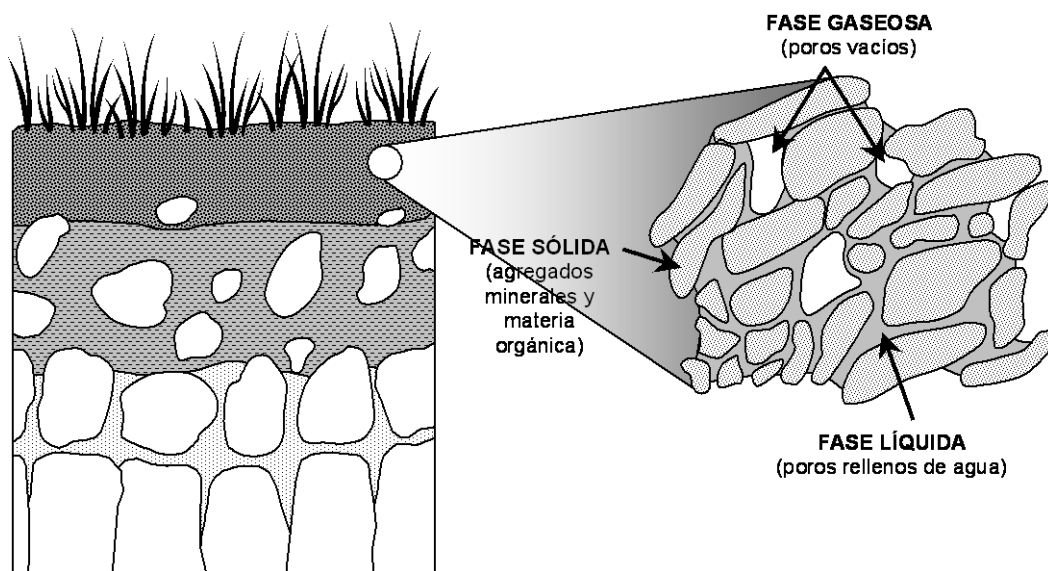
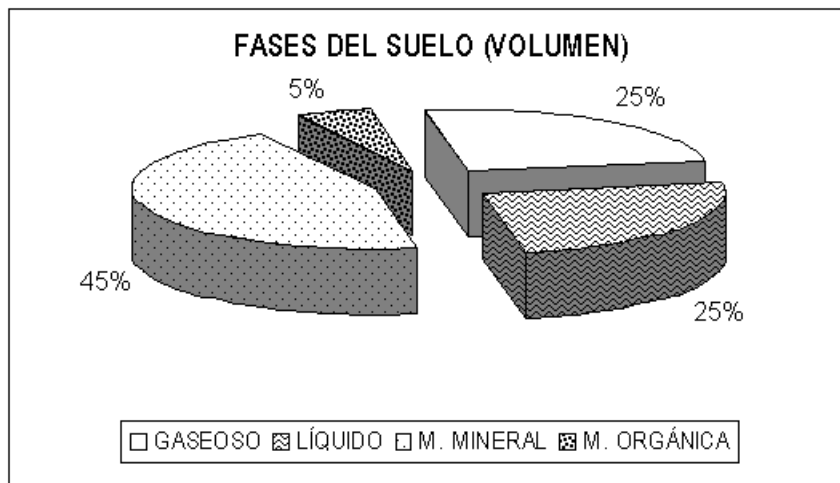


Figura 2-1. Esquema de las fases del suelo.



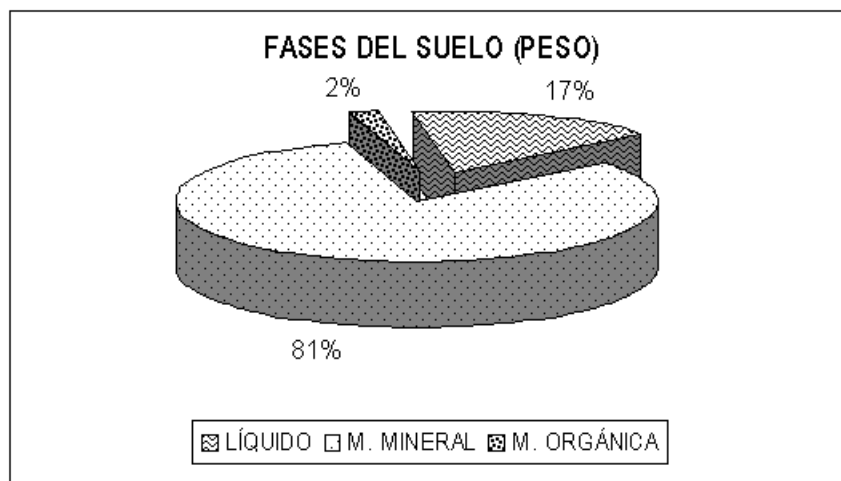


Figura 2-2. Composición del suelo.

2.2 LA FASE SÓLIDA

Los minerales constituyen la base del armazón sólido que soporta al suelo. Cuantitativamente en un suelo normal la fracción mineral representa de un 45-49% del volumen del suelo. Pero dentro de la fase sólida constituyen, para un suelo representativo, del orden del 90-99% (el 10-1% restante corresponde a la materia orgánica). La fase sólida representa la fase más estable del suelo y por tanto es la más representativa y la más ampliamente estudiada. Es una fase muy heterogénea, formada por constituyentes inorgánicos y orgánicos.

La fase sólida constituye el **esqueleto** o **matriz** del suelo. La disposición de las partículas del esqueleto permite la existencia de una cantidad variable de poros.

Como promedio, un suelo cultivado contiene, aproximadamente un 45% de materia mineral, un 5% de materia orgánica, un 15-35% de agua y el resto, de aire.

La fase sólida del suelo proviene de la descomposición de las rocas y de los residuos vegetales, y es relativamente estable en cuanto a su composición y organización. Dicha estabilidad suele servir para la caracterización de un suelo.

Las fases gaseosa y líquida son más variables. La solución del suelo está sometida a cambios debidos a procesos de evaporación, absorción por las raíces, lluvia, riego, etc.

La fase gaseosa sufre fluctuaciones en función de los procesos de difusión de gases y desplazamiento de aire por el suelo.

La disposición y acomodación de las partículas de la fase sólida del suelo determina una serie de características físicas del suelo, como:

- Estructura.
- Porosidad.

- Permeabilidad.
- Densidad.

La fase sólida del suelo es la fuente de la mayoría de los nutrientes vegetales; es el almacén de agua requerida por las plantas y determina la eficiencia con que el suelo desempeña las funciones que permiten el desarrollo de las plantas.

2.3 COMPONENTES SÓLIDOS INORGÁNICOS DEL SUELO

Los suelos se forman habitualmente a expensas de un material mineral de partida que puede ser una roca o algún otro tipo de material inorgánico acumulado progresivamente por diversos procesos. El origen de este material puede ser de diversos tipos (Tabla 2-1).

Las partículas minerales de la fase sólida mineral del suelo proceden de la alteración por meteorización del material litológico original.

Estos procesos de alteración pueden ser de diversos tipos:

- Físicos o mecánicos: son procesos que no alteran la composición química del mineral, sino su forma o tamaño. Mediante los procesos físicos, las partículas minerales del material original pasan al suelo con diferentes tamaños, pero con la misma naturaleza química.
- Químicos: procesos que alteran la composición química del mineral. Mediante los procesos químicos se originan nuevos minerales, con composición, estructura y propiedades diferentes del material original. Por lo general, la alteración química origina partículas de diámetro inferior a 2 μm (arcillas).

Tabla 2-1. Origen del material mineral del suelo.

Roca	Rocas ígneas	Efusivas (lavas)	
		Plutónicas	Granitos Gabros Basaltos Peridotitas
	Rocas metamórficas	Gneisses Pizarras Esquistos Mármoles	
	Rocas sedimentarias	Calizas Areniscas	
Material aluvial: material depositado por un río.			
Material lacustre: material depositado en lagos y depresiones, principalmente en climas glaciales.			
Material marino: sedimento transportado por los ríos hacia el mar, y posteriormente expuesto.			
Material eólico: sedimentos transportados por el viento.			
Material coluvial: materiales transportados por las laderas de las montañas por acción de la gravedad.			

2.3.1 LAS ARCILLAS: ORIGEN, ESTRUCTURA Y PROPIEDADES

Desde el punto de vista químico, la arcilla constituye el componente más importante de la fracción mineral del suelo, ya que está constituida por partículas cargadas capaces de interactuar con la solución del suelo.

2.3.1.1 ORIGEN

Los minerales de arcilla son los **aluminosilicatos**. Están constituidos básicamente por Si, Al y O, además de otros elementos, como Na, K, Ca, Mg, Fe, etc.

Desde la antigüedad se sabía que algunos componentes del suelo son capaces de intercambiar bases. Si sometemos una muestra de arcilla a electrolisis, en el ánodo se acumulan sílice, alúmina y óxidos de hierro. En el cátodo se depositan K^+ , Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} , entre otros cationes.

En 1929, mediante la aplicación de técnicas de rayos X, Grim y Holding determinaron la naturaleza cristalina de las arcillas.

Las arcillas son un conjunto de minerales de origen secundario, formado en el proceso de alteración química de las rocas, poseen un tamaño coloidal, con estructura cristalina bien definida y un gran desarrollo superficial, con propiedades físico-químicas responsables en gran parte de la actividad físico-química del suelo.

2.3.1.2 ESTRUCTURA DE LAS ARCILLAS

Todos los silicatos están constituidos por una unidad estructural común, un tetraedro de coordinación Si-O. El silicio situado en el centro del tetraedro de coordinación y rodeado de 4 oxígenos situados en los vértices. Este grupo tetraédrico se encuentra descompensado eléctricamente $(SiO_4)^{4-}$, por lo que los oxígenos se coordinan a otros cationes para compensar sus cargas. Dependiendo del número de oxígenos que se coordinen a otros silicios se originan los grandes grupos de silicatos (es decir, según el número de vértices compartidos por tetraedros, que pueden ser 0, 1, 2, 3, y 4; Tabla 2-2).

Los tetraedros pueden unirse por la base para formar hexaedros. De este modo, la fórmula general de las arcillas podría ser la siguiente:

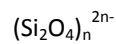


Tabla 2-2. Tipos de silicatos.

Número de átomos de oxígeno compartidos por cada tetraedro	Tipo de agrupamiento de los tetraedros	Nombre del gran grupo de silicato
0	aislados	Nesosilicatos
1	parejas	Sorosilicatos
2	anillos	Ciclosilicatos
2 y 3	cadena	Inosilicatos
3	planos	Filosilicatos
4	tridimensional	Tectosilicatos

Según sea la coordinación de los otros oxígenos que se unen a otros cationes distintos del silicio se forman los diferentes minerales dentro de cada gran grupo de silicatos.

La estructura de estos minerales se origina por repetición de una celdilla unidad constituida por la asociación de tetraedros (aislados, o parejas , etc) y por los cationes que se sitúan entre los grupos tetraédricos.

Desde el punto de vista edáfico el gran grupo de los filosilicatos es la clase más importante, ya que a este grupo pertenecen la mayoría de los minerales de la fracción arcilla.

Los filosilicatos están constituidos por el agrupamiento de los tetraedros compartiendo entre sí tres vértices (los tres del plano basal) formando planos (Figura 2-3).

El cuarto vértice (el vértice superior) se une a un catión de coordinación octaédrica. Generalmente el catión octaédrico es Mg (capa llamada trioctédrica) o Al (capa dioctaédrica).

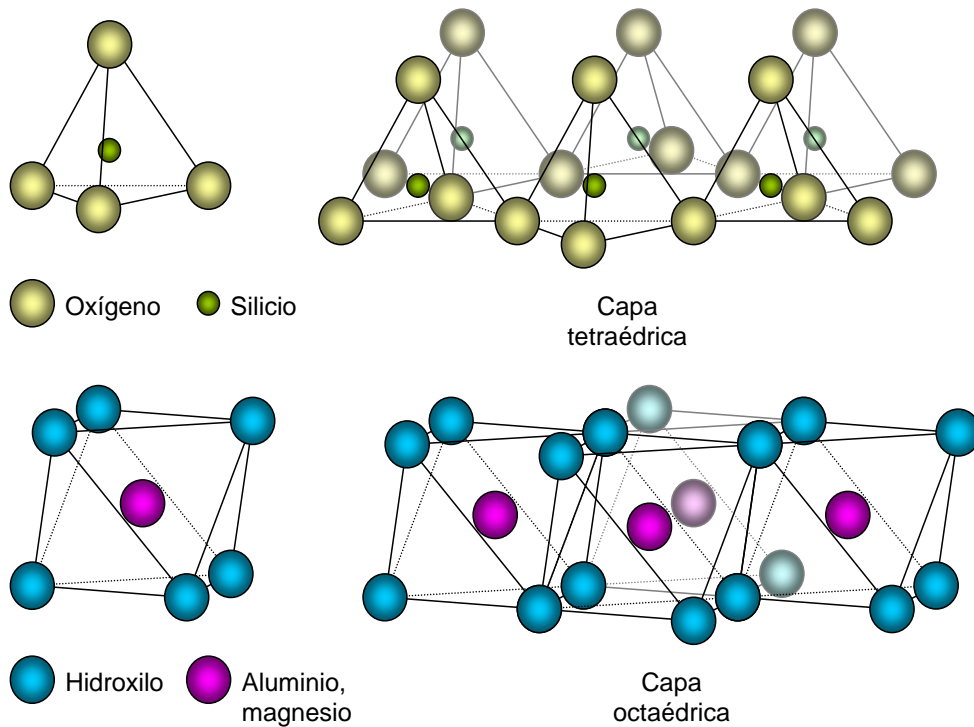


Figura 2-3. Estructura de las arcillas.

De esta manera la estructura de estos minerales está formada por un apilamiento de capas de tetraedros y octaedros, formando estructuras laminares (Figura 2-4). Las capas se unen mediante oxígenos compartidos. Se trata, por lo tanto de capas íntimamente unidas y difíciles de separar.

Según el modelo de repetición se forman dos tipos de láminas con diferentes estructuras:

- La 1:1 con una capa de tetraedros y otra de octaedros, y
- la 2:1 con dos capas de tetraedros que engloban a una de octaedros. Las capas de tetraedros y octaedros no están aisladas sino que comparten planos comunes en los que los oxígenos están unidos simultáneamente a un Si tetraédrico y a un Mg o Al octaédricos.

En las capas tetraédricas y octaédricas se producen sustituciones entre cationes que cuando son de distinta valencia crean déficit de carga y para compensarlos son atraídos otros cationes que se introducen entre las láminas, son los llamados cationes interlaminares.

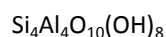
Dependiendo del déficit que se origine, de donde se produzca (capa tetraédrica u octaédrica) y de los cationes interlaminares atraídos, aparecen las distintas especies minerales: caolinitas, serpentinas, micas (moscovita, biotita, ilita), esmectitas (montmorillonita), vermiculita, clorita, sepiolita y vermiculita, principalmente.

2.3.1.2.1 MINERALES DE 2 CAPAS (ESTRUCTURA 1:1)

2.3.1.2.1.1 CAOLINITA

La caolinita está formada por una capa de tetraedros de SiO_4^{4-} sobre la que se sitúa otra capa de octaedros de AlOH_6^{6-} , con los vértices compartidos (Figura 2-4). Cada capa tiene aproximadamente 7.2 Å de espesor. La superficie específica es baja, hallándose en torno a 10-20 m^2/g .

La fórmula general de las caolinitas es la siguiente:



En las caolinitas, el Si no se sustituye nunca. La partícula elemental es eléctricamente neutra. La CIC es muy baja (1-10 $\text{cmol}(+)/\text{kg}$), lo que explica la baja fertilidad de los suelos ricos en caolinita.

Cada unidad fundamental se une a la siguiente por puentes de hidrógeno (entre las superficies 3ª y 4ª, 5ª y 6ª, etc.). Esta unión no permite que entren moléculas de agua o iones en la estructura: la capacidad de cambio es baja en las caolinitas.

Otros minerales de arcilla con estructura 1:1 son la dickrita (14.2 Å) o la nacrita (48 Å). En algunos suelos tropicales se acumula haloisita, que es una especie de caolinita hidratada. Calentada a 100°C se transforma en metahaloisita.

2.3.1.2.2 MINERALES DE 3 CAPAS (ESTRUCTURA 2:1)

Los minerales de arcilla de tres capas se derivan de la pirofilita o el talco.

2.3.1.2.2.1 ESMECTITAS

Las esmectitas son un grupo de minerales de arcilla entre los que se encuentran la pirofilita, la beidellita y la montmorillonita.

La montmorillonita no ofrece una buena cristalización, ya que las capas se unen mediante fuerzas de Van der Waals.

La entrada de agua y cationes entre las capas es muy fácil, lo que permite una fácil expansión de la red. La CIC es muy elevada (80-150 cmol(+)/kg). La separación entre las capas está en torno a 14.2 Å. Sin embargo, las montmorillonitas son arcillas hinchables, que aumentan de tamaño cuando absorben moléculas de agua (Figura 2-4). Con etilenglicol o glicerol se pueden separar las capas hasta en 17.2 ó 18.3 Å, respectivamente. Las grietas en los suelos arcillosos secos se deben a la pérdida de agua, lo que induce la pérdida de volumen de las montmorillonitas.

La relación S/V es muy elevada (puede llegar a ser de hasta 600-800 m²/g).

2.3.1.2.2.2 MICAS

Las micas son minerales de tres capas, pero distintos a las montmorillonitas. La celdilla elemental viene cargada negativamente, pero se compensa mediante la entrada de iones K⁺.

En las micas, existe mayor carga dentro de la lámina elemental, lo que le confiere propiedades características.

El K⁺ permanece fuertemente retenido, haciendo que el mineral no sea expansible, no pueda recoger a otros cationes. La capacidad de cambio es baja, y el espaciado entre capas es constante: 10 Å.

2.3.1.2.2.3 ILITA

Las ilitas son minerales de tres capas derivados de la pirofilita, donde la sustitución de Si⁴⁺ por Al³⁺ es menos intensa. El exceso de carga negativa es de 1.3 en lugar de 2.

Al tener menor carga negativa, el potasio no se retiene de manera tan fuerte, de modo que pueden entrar iones de tamaño parecido, o menores si están hidratados y el radio iónico total es semejante. Por lo tanto, el espaciado de las capas es variable, aunque no tanto como en las montmorillonitas (Figura 2-4).

La relación S/V es semejante a la de las montmorillonitas, mientras que su capacidad de cambio es algo menor (20-40 cmol/kg).

2.3.1.2.2.4 CLORITA

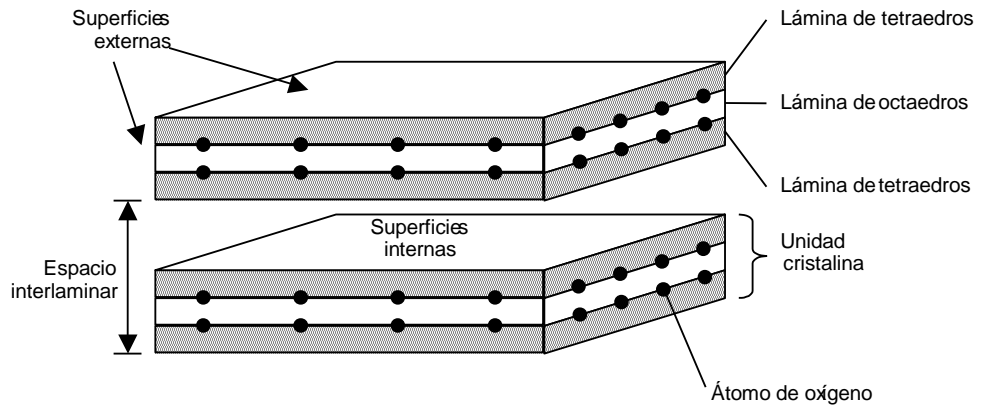
La clorita presenta muchas sustituciones isomórficas en las capas tetraédrica y octaédrica (Al³⁺ por Si⁴⁺ y Mg²⁺ por Al³⁺). La disminución de carga es compensada mediante una capa octaédrica que se intercala entre las láminas.

La expansión de la red es difícil, así como la entrada de moléculas de agua y cationes.

2.3.1.2.2.5 VERMICULITA

No son muy frecuentes. Son arcillas de tipo intermedio entre las cloritas y las micas. La expansión de la red es fácil, lo que permite la entrada de agua y cationes que sustituyen al Mg^{2+} .

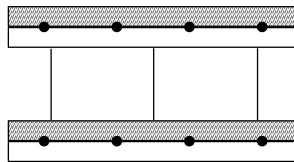
ESQUEMA GENERAL



Minerales de dos capas

(estructura 1:1)

Caolinita



Uniones internas mediante enlaces O-O.

Mínima expansión de la red.

No se permite la entrada de agua y cationes en el espacio interlaminar.

7 Å

Minerales de tres capas

(estructura 2:1)

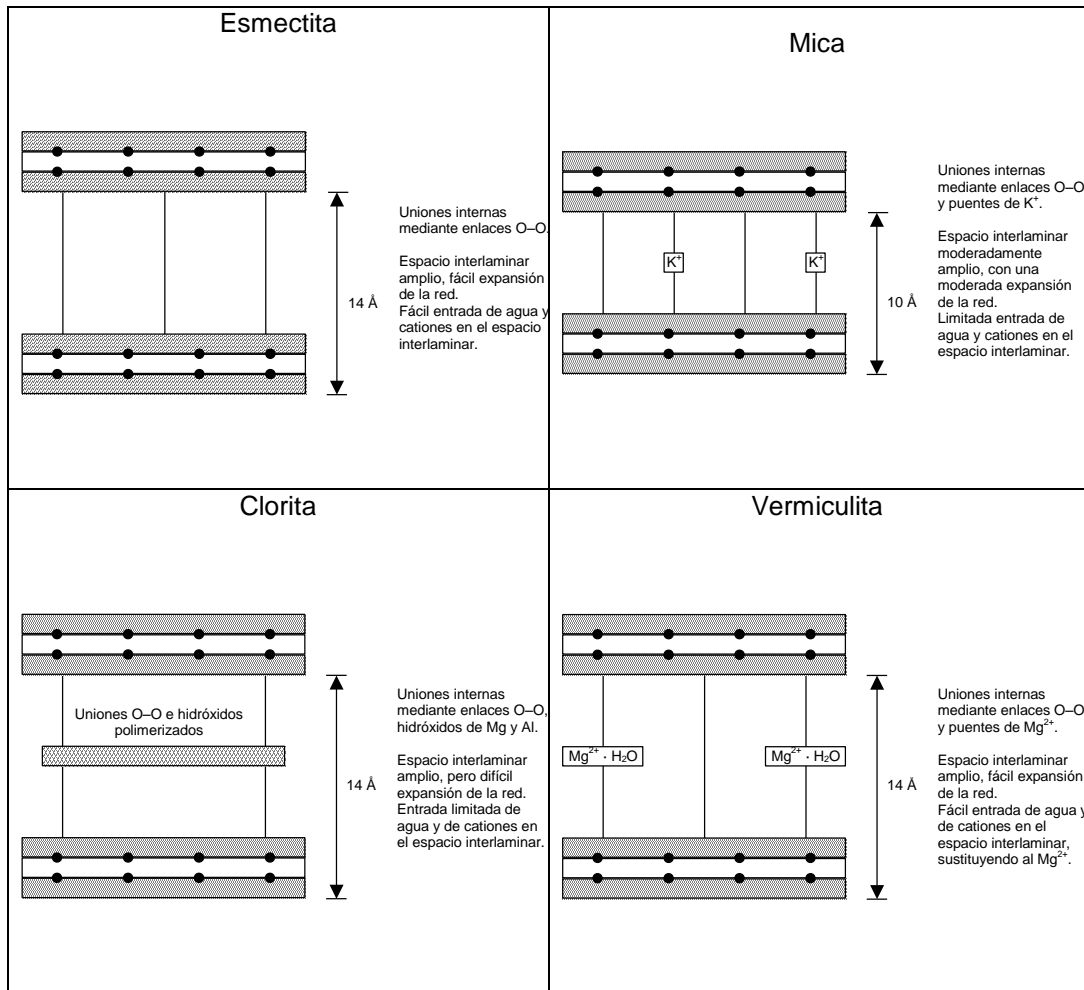


Figura 2-4. Esquema de la estructura laminar de los principales tipos de arcilla.

2.3.1.2.3 MINERALES ACCESORIOS DE LA ARCILLA

Se trata de minerales cuyo tamaño es semejante al de la arcilla, y no pueden separarse de ella en el fraccionamiento por tamaño.

Sin embargo, se trata de minerales de estructura distinta a las arcillas. Entre estos minerales se encuentran los siguientes:

- Óxidos e hidróxidos de Fe
- Óxidos e hidróxidos de Al
- Alofanos
- Sílice
- Carbonatos
- Sulfatos
- Otros compuestos de Mn y MnO_2 .

3 COMPONENTES SÓLIDOS ORGÁNICOS DEL SUELO

3.1 LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

Desde la antigüedad, los agricultores han reconocido el efecto beneficioso de la materia orgánica del suelo sobre los cultivos. Sin embargo, estos beneficios son objeto de controversia aún hoy en día.

No siempre se ha valorado suficientemente el papel de la materia orgánica en los suelos agrícolas, debido posiblemente al bajo contenido de estos componentes en estos suelos, muy inferior en comparación con los suelos forestales. También se ha considerado tradicionalmente que los fertilizantes pueden sustituir a la materia orgánica del suelo, lo cual es cierto sólo en parte.

El papel relevante de la materia orgánica se pone de manifiesto desde las etapas iniciales de la formación del suelo. La formación del suelo comienza cuando la vida vegetal y animal se instala en los primeros restos de descomposición del material original. Los restos de los seres vivos se incorporan al suelo tras su muerte. El relevante papel que ejercen sobre la fertilidad del suelo no se corresponde con la baja proporción en la que estos compuestos se encuentran en los suelos.

Muchos de los efectos beneficiosos de la materia orgánica del suelo han sido investigados y demostrados. Otros, sin embargo, parecen estar asociados con otros factores edáficos, de modo que es difícil atribuirles una causa concreta. De hecho, el suelo debe ser considerado como un sistema complejo cuyos componentes interactúan entre sí, y sus propiedades resultan del efecto combinado de todas estas interacciones.

3.1.1 COMPONENTES DE LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

La materia orgánica del suelo constituye un sistema complejo y heterogéneo, con una dinámica propia e integrado por diversos grupos de sustancias. La materia orgánica del suelo se compone de vegetales, animales y microorganismos vivos, sus restos, y las sustancias resultantes de su degradación físico-química. Normalmente representa del 1 al 6% en peso, aunque esta proporción puede ser muy variable dependiendo del momento del año, tanto en suelos agrícolas (por causa de la fenología del cultivo o la época de cosecha) como naturales (dependiendo en este caso de la presencia de especies caducifolias o perennes, por ejemplo). Es de gran importancia por su influencia en la estructura, en la capacidad de retención de agua y nutrientes, y en los efectos bioquímicos que causa sobre los vegetales.

Una parte considerable de la materia orgánica está formada por microorganismos, que a su vez crecen a partir de restos, o de enmiendas orgánicas. Durante el proceso degradativo, la relación C/N disminuye, de modo que el contenido medio final en el humus está en torno al 5% de nitrógeno.

El concepto de materia orgánica del suelo se usa generalmente para referirse a los componentes de origen orgánico del suelo, incluyendo los tejidos animales y vegetales, los productos de su descomposición parcial y la biomasa del suelo (Figura 3-1). La dinámica de este complejo sistema está determinada por:

1. El continuo aporte al suelo de restos orgánicos de origen vegetal y animal. Los compuestos orgánicos que son aportados al suelo según cualquiera de estas vías sufren en primer lugar una alteración mecánica, por acción de la fauna y los microorganismos del suelo.
2. Su continua transformación bajo la acción de factores de tipo biológico, físico y químico. Así, las moléculas orgánicas complejas (como proteínas o polisacáridos) son degradadas para obtener moléculas más sencillas (como aminoácidos u oligosacáridos). Algunos productos de esta degradación pueden sufrir la acción de procesos de reorganización por causa de los microorganismos del suelo.

Por estas razones, la materia orgánica constituye un conjunto de múltiples sustancias, en constante transformación y difíciles de definir, frente a los componentes inorgánicos de la fase sólida del suelo, lo que unido a la diversidad de reacciones químicas que tienen lugar y a la heterogeneidad del medio, explica la gran diversidad de sustancias húmicas resultantes. El hecho de su constante transformación sirve como criterio de clasificación, atendiendo a su grado de evolución. De este modo, se puede agrupar el conjunto de la materia orgánica del suelo de la siguiente forma:

- 1) **Vegetales y animales vivos**, que viven en el suelo e influyen directamente sobre sus propiedades. La falta de precisión terminológica hace que algunos autores excluyan a este grupo de la materia orgánica del suelo, así como los productos de su descomposición inicial. De una manera muy general, en este grupo se incluyen básicamente las plantas (raíces), así como la biomasa microbiana, la fauna del suelo, etc. Este grupo constituye aproximadamente el 5 % de la materia orgánica del suelo.
- 2) **Materia orgánica muerta**. Constituye la mayor parte de la materia orgánica del suelo (95 %). Contribuye tanto a la fertilidad química como a la fertilidad física del suelo.
 - a. **Materia orgánica fresca**, o materia orgánica lábil. constituida por los restos animales y vegetales que se incorporan al suelo y transformados de manera incompleta, junto a otros materiales incorporados por el hombre, como los restos de cultivos enterrados, compost, estiércol, basuras, abonos verdes, purines, etc. La materia orgánica fresca es atacada por organismos del suelo de tipo animal (gusanos, insectos, protozoos, etc.), vegetal y hongos. La materia orgánica fresca posee la misma composición química que los tejidos vivos de los que procede. La transformación inicial es más alta cuanto más elevado es el grado de actividad biológica del suelo.
 - i. **Los residuos de las plantas** constituyen el principal material originario de la materia orgánica del suelo. Estos residuos aportan al suelo una gran cantidad anual de compuestos orgánicos. En los suelos cultivados, este aporte es menor, puesto que la cosecha retira del sistema gran parte de la materia orgánica que sería reincorporada al suelo. Los tejidos vegetales vivos sufren ya el ataque de organismos, entre los que se encuentran los saprófitos. Al mismo tiempo tienen lugar una serie de procesos bioquímicos en los tejidos senescentes que afectan a sus propiedades (síntesis de enzimas, oxidación, degradación de las membranas celulares, síntesis de polímeros fenólicos, etc.).

- ii. **Restos de animales.** La materia de origen animal que llega al suelo está constituida por los cadáveres y las deyecciones de los animales. Los restos de cadáveres de animales superiores, principalmente, evolucionan rápidamente y no dejan restos en el suelo de forma duradera. Los restos animales constituyen tan sólo fuentes secundarias de materia orgánica del suelo
- b. **Materia orgánica transformada.** Productos procedentes de la descomposición inicial de la materia orgánica.
- i. **Sustancias no húmicas.**
 - 1. **Compuestos hidrocarbonados** (formados por C, H y O), tales como azúcares solubles, almidón, celulosa, lignina, grasas, resinas, taninos, etc. El grupo más abundante es el de los polisacáridos (celulosa, hemicelulosa, almidón, etc.).
 - 2. **Sustancias nitrogenadas**, sobre todo en forma de aminoácidos, péptidos, proteínas, aminoazúcares, etc. Son sustancias que se componen de C, H, O, N, P y S, básicamente. Se trata de sustancias complejas, constituidas por macromoléculas que difieren en su distinta velocidad de descomposición. Los azúcares, el almidón, la celulosa y las proteínas son sustancias muy fácilmente degradables, y sirven como fuente de energía para los microorganismos del suelo. Por el contrario, la lignina, las grasas, las resinas, los taninos, etc., son sustancias que se degradan muy lentamente y de forma incompleta, dejando residuos. La lignina o los taninos son macromoléculas aromáticas, con una tasa de descomposición muy lenta. Los lípidos provienen de la descomposición de restos vegetales, animales y microbianos.
 - 3. **Productos transitorios.** Son sustancias resultantes de la degradación y la descomposición de las moléculas orgánicas complejas, que originan productos químicos sencillos. Corresponden a los eslabones de esta cadena de transformaciones, desde los materiales orgánicos frescos hasta los compuestos minerales, así como sustancias resultantes de la reorganización bioquímica de algunos de estos productos químicos sencillos. Algunas de las sustancias más importantes de este grupo son polisacáridos. Los polisacáridos tienen gran número de grupos -OH, así como grupos amino, carboxilos, fenoles y otros. Se producen en gran cantidad cuando los restos de materia orgánica fresca son degradados por la fauna microbiana del suelo. Pero con la misma velocidad con que son producidos, también son degradados. Pueden considerarse productos transitorios en el ciclo de la materia orgánica, dependiendo su velocidad de producción y descomposición de las condiciones ecológicas

que afectan la actividad microbiana y de las características de los restos vegetales

- ii. **Sustancias húmicas.** Se originan a partir de los productos transitorios mediante reacciones bioquímicas de síntesis que ocurren en el suelo. Estas sustancias son el humus y las huminas. Este grupo de sustancias no está presente en la materia orgánica viva, sino que aparece exclusivamente en el suelo.

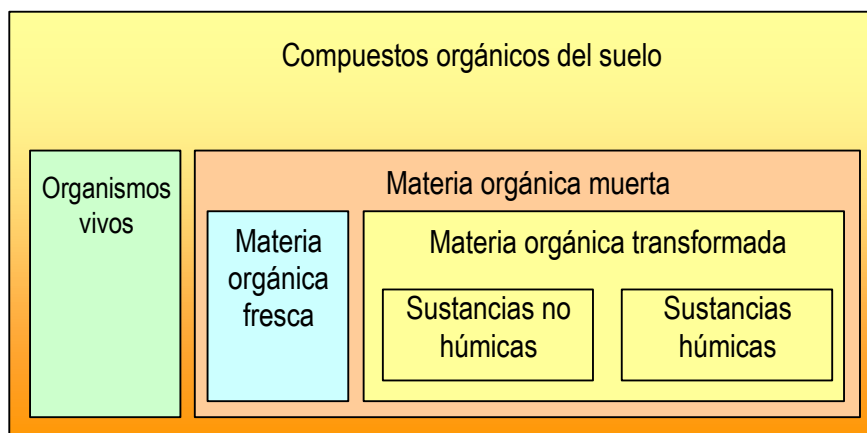


Figura 3-1. Composición de la materia orgánica del suelo.

DESDE UN PUNTO DE VISTA QUÍMICO, LOS COMPONENTES DE LA MATERIA ORGÁNICA FRESCA SON LOS SIGUIENTES:

- 1) *COMPUESTOS ORGÁNICOS.*
 - A. *HIDRATOS DE CARBONO.*
 - B. *MONOSACÁRIDOS: PENTOSAS, HEXOSAS, ETC.*
 - C. *OLIGOSACÁRIDOS: SACAROSA, MALTOSA, ETC.*
 - D. *POLISACÁRIDOS: ARABANAS, POLIURÓNIDOS, ETC.*
 - E. *LIGNINAS (POLÍMEROS DERIVADOS DEL FENILPROPANO; Figura 3-2).*
 - F. *TANINOS (COMPLEJOS FENÓLICOS).*
 - G. *GLUCÓSIDOS (COMPUESTOS DE SÍNTESIS DEL TIPO GLUCOSA+ALCOHOL, GLUCOSA+FENOL O GLUCOSA+ALDEHÍDOS).*

- H. *ÁCIDOS ORGÁNICOS, SALES Y ÉSTERES: ÁC. OXÁLICO, ÁC. CÍTRICO, ÁC. MÁLICO, ETC.*
- I. *LÍPIDOS: GRASAS Y ACEITES (ÉSTERES GLICÉRICOS), CERAS (ÉSTERES NO GLICÉRICOS), ACEITES ESENCIALES (DERIVADOS DEL TERPENOS), ETC.*
- J. *RESINAS.*
- K. *COMPUESTOS NITROGENADOS: PROTEÍNAS, AMINOÁCIDOS, AMINAS, BASES ORGÁNICAS, ALCALOIDES, PURINAS, PIRIMIDINAS Y ÁC. NUCLEICOS.*
- L. *PIGMENTOS: CLOROFILAS, CAROTENOIDES, ANTOCIANINAS.*

2) SALES MINERALES: ANIONES Y CATIONES.

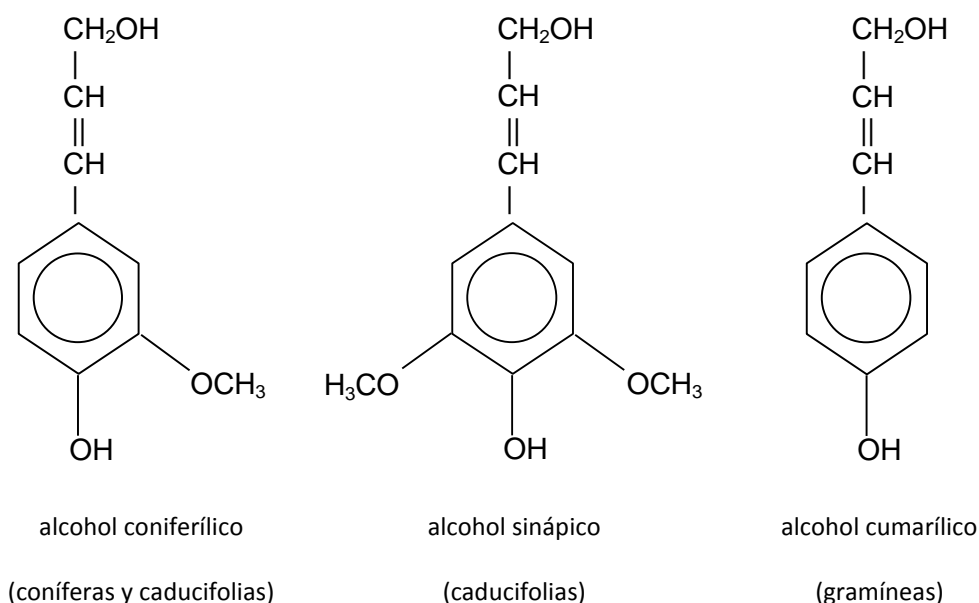


Figura 3-2. Algunos compuestos constituyentes de la lignina, según su origen.

3.1.2 CONTENIDO DE MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

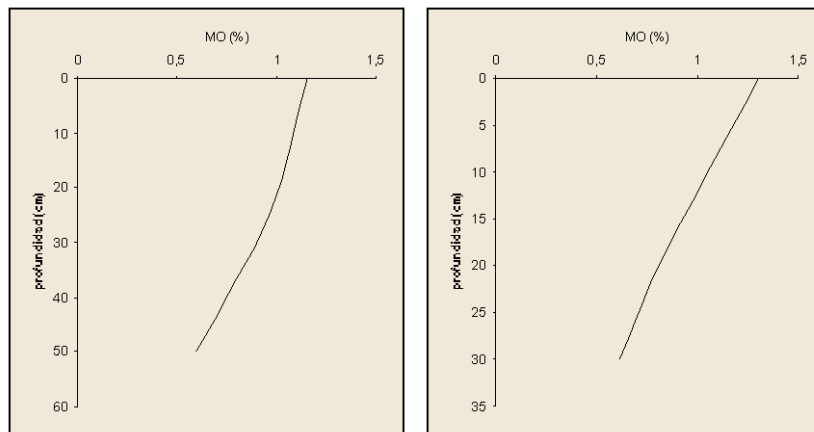
En suelos agrícolas, la materia orgánica suele representar el 1 – 3% de los constituyentes del suelo, mientras que en suelos forestales, este porcentaje puede elevarse mucho. El horizonte superficial es, normalmente, el que contiene un mayor contenido en materia orgánica, mientras que el contenido va disminuyendo progresivamente con la profundidad (Figura 3-3). Solamente bajo determinadas condiciones de precipitación y drenaje del suelo puede acumularse materia orgánica en profundidad a causa del intenso lavado de los horizontes más superficiales.

En los suelos agrícolas con similares técnicas de cultivo, se ha comprobado que la variación del contenido de materia orgánica se debe a la influencia de la temperatura y la precipitación (Jenny, 1930). Según Cobertera (1986), existe una estrecha relación entre la temperatura media

anual, la precipitación y el contenido en materia orgánica de los suelos agrícolas bajo las mismas técnicas de cultivo. De este modo, es posible establecer la proporción de materia orgánica de un suelo en función del clima (Figura 3-4). El clima influye tanto en la producción de biomasa de los ecosistemas como en la transformación posterior de la materia orgánica en el suelo.

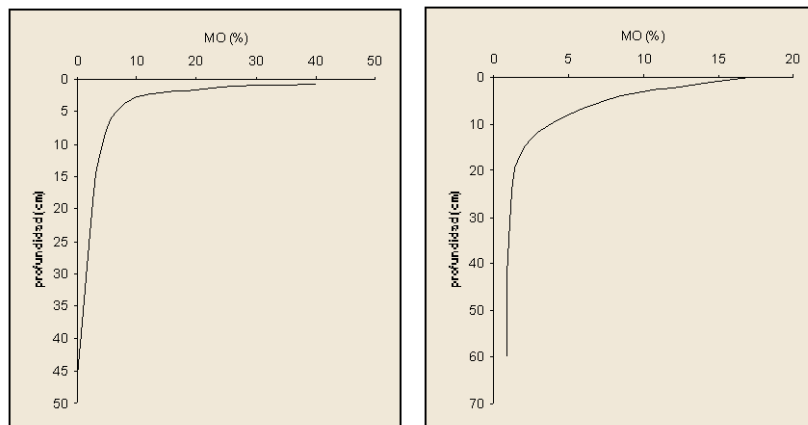
SUELOS AGRÍCOLAS

Perfil Ap - C



SUELOS FORESTALES

Perfil Ah - Bw - C



SUELOS CON LAVADO INTENSO

Perfil A – E – Bth – C

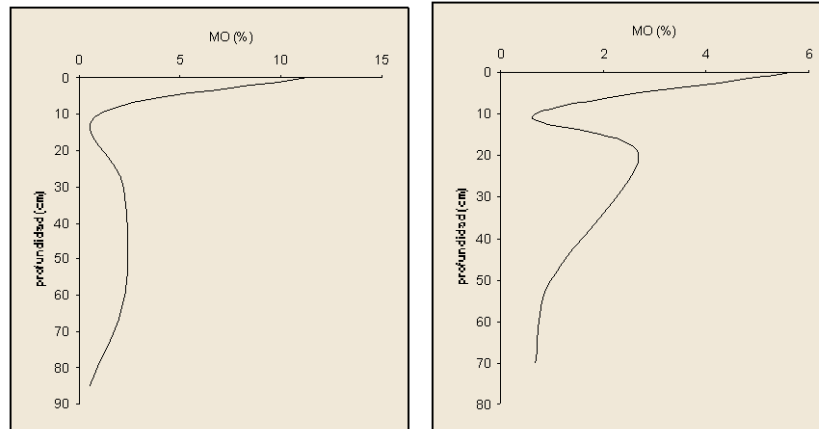


Figura 3-3. Distribución de la materia orgánica en profundidad en algunos perfiles de suelo (Jordán, 2000).

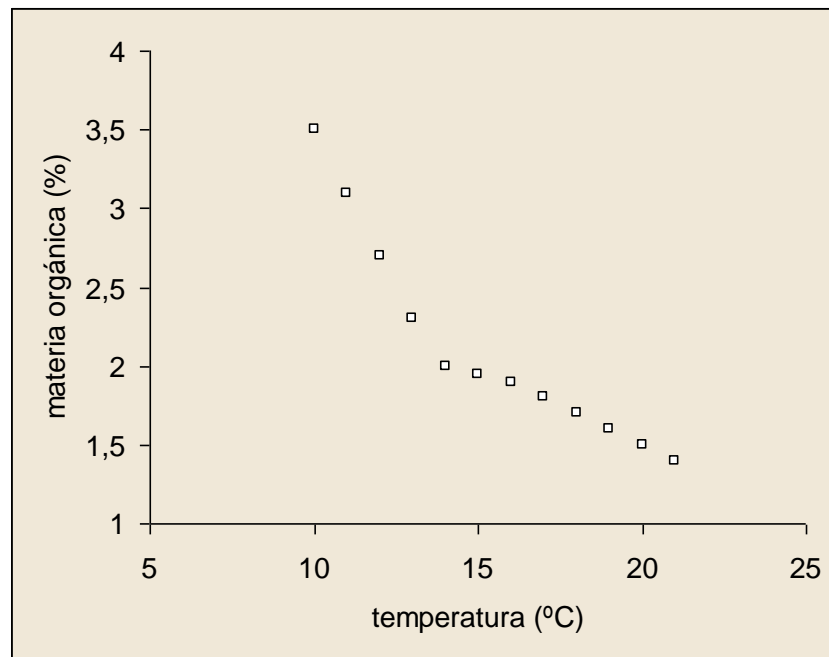


Figura 3-4. Relación entre el contenido en materia orgánica del suelo y la temperatura en zonas de clima templado y precipitación de 450-600 mm (a partir de Cobertera, 1993).

La determinación de la materia orgánica del suelo es, debido a la variedad de sustancias que la componen, un asunto complejo. Más aún cuando algunos de los procesos que tienen lugar en la secuencia de transformaciones son aún desconocidos. En la mayor parte de los casos, sólo interesa el contenido en carbono orgánico de cada horizonte del suelo, para poder establecer la relación C/N. Este parámetro sirve para describir la mineralización y humificación de la materia orgánica del suelo.

La determinación de la materia orgánica se puede hacer mediante dos grupos de métodos principales: vía seca y vía húmeda.

Los métodos por vía seca constituyen en la calcinación de la muestra, con objeto de conocer con precisión el bloqueo de los elementos totales, sin interferencias de complejos orgánicos. También se aplican a casos especiales, como muestras con una elevada cantidad de materia orgánica en que la determinación por oxidación no es precisa.

La determinación de la materia orgánica por vía húmeda constituye en realidad una aproximación, ya que se determina el contenido total de materia orgánica de manera muy aproximada a partir del contenido en carbono orgánico, multiplicándolo por un factor de conversión (Tabla 3-1). Este tipo de métodos consisten en una oxi-reducción de la materia orgánica. El método más empleado es la oxi-reducción con dicromato potásico ($\text{Cr}_2\text{O}_7\text{K}_2$), según el método de Walkley-Black (1934).

Tabla 3-1. Factor de conversión de la materia orgánica (factor de Duchaufour).

Suelos de cultivo	$\text{M.O. (\%)} = \text{C (\%)} \cdot 1.72$
Suelos de pradera y bosques	$\text{M.O. (\%)} = \text{C (\%)} \cdot 2.00$

3.1.3 EVOLUCIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

En la evolución de la materia orgánica de la materia orgánica se pueden considerar diversas etapas, según los compuestos que intervienen y las reacciones que se llevan a cabo. En este sentido, la materia orgánica del suelo puede asemejarse a un conjunto de sustancias carbonadas transformadas por la biomasa microbiana a distinta velocidad.

En primer lugar, los restos orgánicos sufren un proceso de transformación mecánica, en el que la materia orgánica se fragmenta por acción, fundamentalmente de los animales del suelo. La actividad de los animales inferiores y superiores del suelo tiene como primer resultado la mezcla de las partículas de origen orgánico con las de origen mineral que ya existen en el suelo. Este proceso de mezcla favorece el ataque realizado por las bacterias y los hongos. Posteriormente, la materia orgánica fresca comienza a sufrir procesos de transformación química intensos.

El modelo de los procesos que tienen lugar tras la incorporación de la materia orgánica al suelo se muestra en la Figura 3-5. En este proceso de transformación pueden distinguirse varias etapas:

- 1) **Mineralización primaria**, o mineralización rápida. Se trata de un complejo sistema de reacciones bioquímicas que actúa sobre los compuestos orgánicos sencillos que hay en el suelo, como resultado de la descomposición y biodegradación de la materia orgánica aportada. A su vez, esta etapa consta de dos fases:

- a. **Proliferación microbiana**, a partir de sustancias fáciles de descomponer. En la fase anterior al aporte de materia orgánica fresca, los organismos del suelo presentan una actividad bioquímica muy baja. La producción de CO₂ como resultado de la respiración de los microorganismos es residual, y la materia orgánica tiene una proporción C/N muy baja. Sin embargo, tras el aporte de materia orgánica al suelo, la relación C/N se incrementa, y el número de microorganismos se eleva muy rápidamente, debido a la existencia en el suelo de energía y nutrientes equilibrados fácilmente asimilables por los microorganismos. Como resultado de su actividad son liberados al medio productos resultantes de la degradación de la materia orgánica fresca, como sales minerales, CO₂, H₂O y energía en forma de calor (Figura 3-6). Si los restos orgánicos son pobres en nitrógeno, los microorganismos pueden utilizar el nitrógeno de origen mineral disponible en el suelo (fundamentalmente en forma de nitrato), compitiendo con las plantas. Debido a la alta actividad microbiana, el contenido en nitrógeno del suelo baja muy rápidamente.
 - b. **Descenso de la población microbiana**, como resultado del descenso de carbono disponible, que ha salido del sistema en forma de CO₂. La relación C/N de los residuos, por lo tanto, es baja en este momento. Durante esta fase son liberadas al medio sustancias nutritivas orgánicas y minerales originadas tanto por la degradación de la materia orgánica fresca como por la muerte de los microorganismos del suelo (Figura 3-6). Las sustancias minerales liberadas en esta fase son fácilmente asimilables por las plantas, y pueden agruparse de la siguiente manera:
 - i. Productos inmediatamente fijadas por las arcillas y el humus, debido a las propiedades coloidales de estos.
 - ii. Productos que sufren humificación, gracias a procesos de reorganización microbiana.
 - iii. Sustancias que se pierden por lixiviado.
- 2) **Humificación**. Suponiendo que la adición de materia orgánica es puntual, esta fase se inicia inmediatamente después de la fase de proliferación microbiana, y prosigue a medida que disminuye la población microbiana. La actividad de los microorganismos decrece paulatinamente debido a la falta de carbono (cuya oxidación permite la obtención de energía). En ese momento intervienen las bacterias nitrificantes, de modo que el nivel de nitratos vuelve a los valores iniciales del proceso. El producto final está constituido por los compuestos húmicos. El humus sufre también procesos de mineralización, pero en este caso se trata de una degradación más lenta, debido a la estabilidad de las sustancias que lo componen. Los productos de este proceso son, como en el caso de la mineralización primaria, un conjunto de compuestos inorgánicos solubles o gaseosos que pueden seguir distintas vías dentro del sistema o salir del sistema. Esta mineralización se conoce como mineralización secundaria o mineralización lenta.

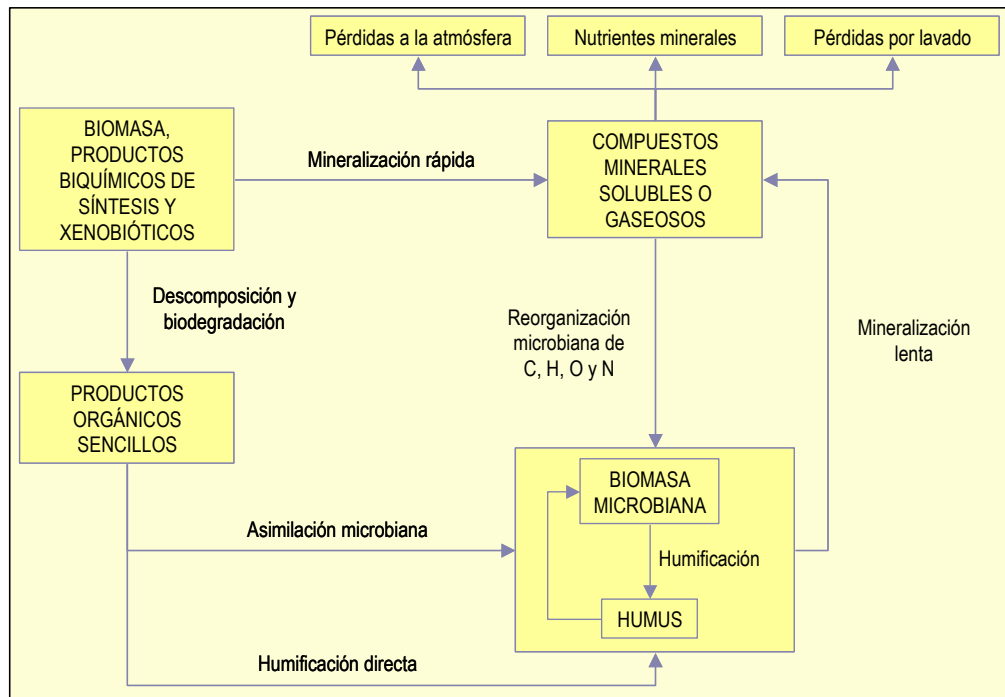


Figura 3-5. Proceso de transformación de la materia orgánica en el suelo.

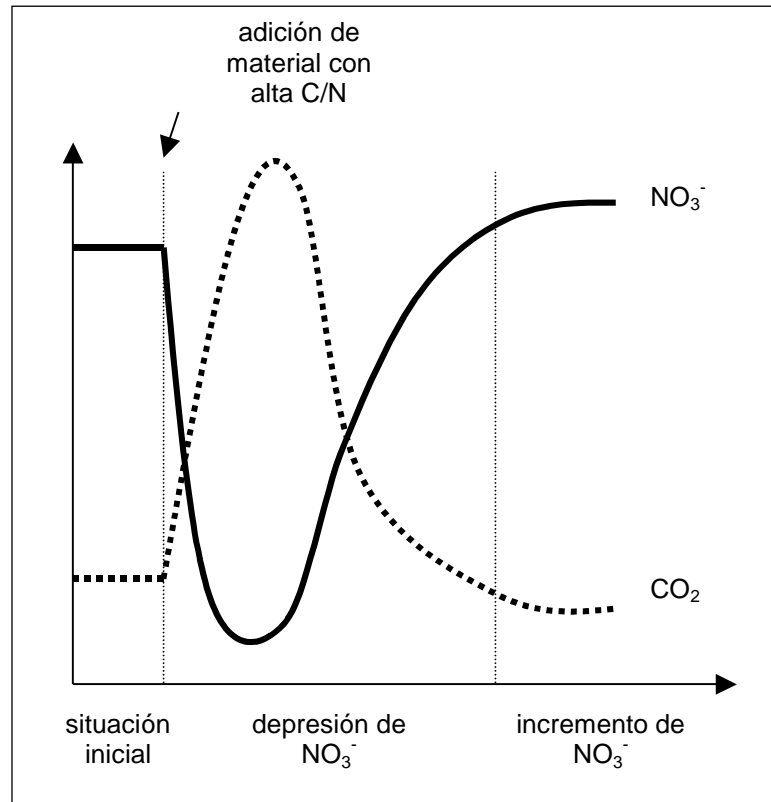


Figura 3-6. Representación gráfica del proceso de degradación del material originario de la materia orgánica del suelo e incidencia en la formación de nitratos.

En el proceso de humificación intervienen una serie de sustancias de diverso origen:

- 1) Restos de lignina, con diferente grado de oxidación.
- 2) Compuestos fenólicos solubles, resultantes de la descomposición de la lignina, la celulosa (Figura 3-7) y los azúcares solubles (Figura 3-8).
- 3) Sustancias nitrogenadas (proteínas, aminoácidos (Figura 3-9), aminas, sales de amonio. etc.).
- 4) Elementos minerales que se unen a las moléculas de los compuestos húmicos.

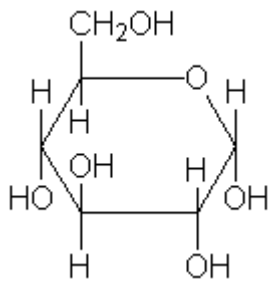


Figura 3-7. Fórmula de la glucosa.

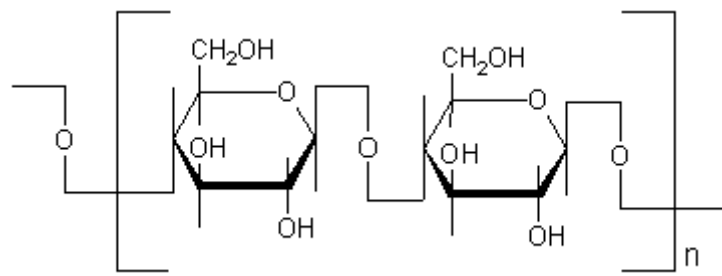


Figura 3-8. Fórmula general de la celulosa.

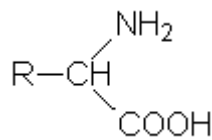


Figura 3-9. Fórmula general de los aminoácidos.

La celulosa y la lignina proceden de los restos orgánicos vegetales, mientras que los restos animales son utilizados como fuente de proteínas por los microorganismos del suelo.

La síntesis del humus está controlada por una serie de procesos químicos (oxidación, polimerización...), procesos físicos (desección...) y procesos biológicos (síntesis microbiana).

Las ligninas, los compuestos fenólicos, los compuestos nitrogenados y las sales minerales funcionan como materias primas que se incorporan a un proceso de síntesis de moléculas cada vez más complejas y con nuevas propiedades físico-químicas. De este modo, mientras que los procesos de mineralización suponen una simplificación, los procesos de humificación incrementan la complejidad de las sustancias que se obtienen.

El conjunto de moléculas húmicas, resultado de esta cadena de síntesis, se conoce como **humus** o **humus estable**.

La composición del conjunto de sustancias que forman el humus dependerá fundamentalmente del tipo de materia orgánica humificable que se aporta al suelo (principalmente por su riqueza en nitrógeno), así como de las condiciones del medio (aireación, humedad, acidez, temperatura, etc.).

El humus constituye la fracción coloidal de la materia orgánica, obtenido por procesos de síntesis microbiana y diversos procesos físico-químicos a partir de la materia orgánica fresca.

A no ser que se hayan realizado recientemente aportes de estiércol al suelo, o que se hayan enterrado residuos vegetales procedentes de los cultivos, el 90% de la materia orgánica presente en un suelo agrícola corresponde al humus. Este hecho nos permite diferenciar entre dos

conceptos distintos: humus y materia orgánica total. La materia orgánica total es el parámetro que se estudia en los análisis rutinarios de fertilidad del suelo.

3.1.4 PROPIEDADES DE LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

La materia orgánica del suelo se caracteriza por una serie de propiedades físicas, químicas y biológicas, que condicionan a su vez las propiedades del suelo.

Se pueden destacar una serie de efectos de la materia orgánica sobre el suelo y las plantas:

- 1) Propiedades físicas.
 - a. La materia orgánica humificada proporciona un color oscuro al suelo. Los cuerpos de color oscuro absorben más radiación lumínica que los cuerpos de color claro. De este modo, el color oscuro de la superficie del suelo permite reducir el albedo y, por lo tanto, aumentar la proporción de energía lumínica transformada en energía térmica en el suelo. Los suelos oscuros pueden absorber hasta el 80 % de la radiación solar, frente a los más claros, que pueden absorber hasta el 30 %.
 - b. El humus tiene mayor capacidad de retención de agua que la arcilla, por lo que juega un papel muy importante en la economía del agua en el suelo.
 - c. La materia orgánica influye en el ciclo de la energía en los ecosistemas:
 - i. Posee un elevado calor específico, debido a su alta capacidad de adsorción de agua. Este hecho permite que el suelo posea una gran inercia térmica, siendo necesario que reciba o pierda una gran cantidad de energía para aumentar o disminuir su temperatura, respectivamente. La materia orgánica actúa como un regulador de la variación de temperatura del suelo. Por otra parte, la elevada capacidad de retención de agua de la materia orgánica favorece la inercia térmica del suelo.
 - ii. Los residuos orgánicos tienen un valor calorífico aproximado de 4 a 5 kcal/g. Los organismos del suelo utilizan sólo una pequeña parte de esta energía. El resto se mantiene en los residuos o se disipa en forma de calor.
 - d. La materia orgánica favorece el desarrollo de la estructura del suelo:
 - i. Muchas de las moléculas orgánicas producidas por los microorganismos favorecen la agregación al formar compuestos con la arcilla (en la arcilla hay gran cantidad de cargas negativas). A su vez, las raicillas y los micelios de los hongos ayudan a conservar los agregados, e igual ocurre con los exudados gelatinosos segregados por muchos organismos (plantas, bacterias...).
 - ii. Al igual que en el caso de la arcilla, la presencia de materia orgánica en el suelo favorece la formación y la estabilidad estructural de los

agregados. Esto es debido a que las sustancias húmicas poseen un alto poder aglomerante, y se unen en grupos estables, englobando a también a las partículas minerales.

- iii. La presencia de materia orgánica humificada favorece una adecuada porosidad desde el punto de vista agronómico, lo que, a su vez, permite una elevada aireación del suelo y una buena permeabilidad. En suelos pesados, poco porosos, de textura arcillosa, se favorece la infiltración de agua al existir espacios vacíos tras el proceso de agregación. Por el contrario, en suelos ligeros, porosos, de textura arenosa, la adición de materia orgánica disminuye la permeabilidad y aumenta la capacidad de retención de agua. De este modo, la materia orgánica actúa como un regulador de la capacidad de retención y la infiltración del agua.
- iv. Se favorece la penetración de las raíces en el suelo.
- v. Disminuye la erodibilidad del suelo, ya que los restos orgánicos depositados sobre la superficie del suelo lo protege de los efectos de la erosión hídrica y eólica. La agregación de las partículas en agregados las protege también de la erosión.
- vi. Disminuye el riesgo de formación de costra superficial.

2) Propiedades químicas.

- A. Debido a su tamaño y a que se trata de moléculas cargadas eléctricamente, las sustancias orgánicas poseen un marcado carácter coloidal. Al igual que las arcillas, poseen la capacidad de hincharse, contraerse, adsorber moléculas en su superficie, dispersarse, flocular y participar en el intercambio catiónico con la solución del suelo. La materia orgánica, por lo tanto, posee la capacidad de reaccionar con el suelo y las raíces. Las moléculas húmicas están cargadas negativamente, debido a la disociación débil de los grupos carboxílicos (Figura 3-10). La floculación de estos coloides sólo se ve afectada por iones polivalentes, tales como Ca^{2+} o Mg^{2+} . Por esta razón, las enmiendas calcáreas deben preceder a los aportes de materia orgánica, de modo que el humus pueda formarse en presencia de Ca^{2+} . En este caso, el Mg^{2+} tiene una acción menos importante que el Ca^{2+} . La necesidad de Ca^{2+} necesaria para la saturación de los coloides húmicos es mucho mayor que en el caso de la arcilla. El humus mejora el poder de retención de cationes del suelo (poder adsorbente).
- b. Como coloide floculado, la materia orgánica humificada actúa como agente cementante de las partículas de arcilla floculada y de las partículas de tamaño limo, constituyendo agregados y proporcionándoles estabilidad.
- c. La capacidad aproximada de intercambio catiónico del humus es elevada. Esto es importante, ya que supone la posibilidad de tener un depósito de iones minerales que pueden ser cedidos a la solución del suelo y asimilados por las plantas. El complejo de cambio actúa como reserva de nutrientes en el suelo.

La materia orgánica posee una elevada capacidad de intercambio catiónico (aproximadamente de 200 cmol (+)/Kg de materia orgánica), debido al carácter coloidal de las moléculas húmicas, lo que incrementa su papel como reserva de nutrientes del suelo. La CIC de la materia orgánica es de 3 a 5 veces superior a la CIC de las arcillas. Este valor depende esencialmente del grado de oxidación de la materia orgánica humificada. Al aumentar el grado de oxidación aumenta también el número de grupos funcionales capaces de intercambiar cationes con el medio.

- d. Los suelos con una elevada proporción de materia orgánica tienen gran capacidad amortiguadora del pH, ya que entre los diversos cationes fijados por el complejo adsorbente está el catión hidrógeno. La proporción de protones adsorbidos está en equilibrio con la concentración de protones en la solución del suelo, de modo que ante un descenso del pH, los protones en exceso pueden ser incorporados al complejo adsorbente, y ante un incremento del pH, los protones adsorbidos pueden pasar a la solución. De esta manera, la materia orgánica actúa como un regulador de la acidez del suelo. Por otra parte, en los suelos humificados, existe un equilibrio entre la producción de protones y el aporte de iones básicos.
- E. Es un agente activo de alteración de los minerales, debido a su carácter ligeramente ácido. *EL HUMUS POSEE UN CIERTO CARÁCTER ÁCIDO, PERO NORMALMENTE NO ES UN AGENTE ACIDIFICANTE DEL SUELO. ESTE CARÁCTER ÁCIDO SE DEBE A LA PRESENCIA DE GRUPOS ÁCIDOS CARBOXÍLICOS (-COOH) O FENÓLICOS (-C₆H₄OH) PROCEDENTES DE LA OXIDACIÓN DE LA LIGNINA.* Así mismo, la nitrificación del ión NH₄⁺ durante la mineralización de la materia orgánica libera protones al medio, lo que proporciona un cierto carácter acidificante a la materia orgánica. *ESTA LIGERA ACIDEZ PERMITE EL ATAQUE POR PARTE DEL HUMUS A CIERTOS COMPUESTOS MINERALES O SALES INSOLUBLES, COMO LOS FOSFATOS, PERMITIENDO ASÍ QUE PUEDAN SER UTILIZADOS POR LAS PLANTAS. CUANDO EL HUMUS SE FORMA EN BUENAS CONDICIONES DE AIREACIÓN, HUMEDAD MODERADA, RELACIÓN C/N ADECUADA Y EN PRESENCIA DE BASES, POSEE LA CAPACIDAD DE FIJAR IONES DEL SUELO (PODER ADSORBENTE), LIMITANDO EL NÚMERO DE IONES H⁺ O H₃O⁺ LIBRES, RESPONSABLES DE LA REACCIÓN ÁCIDA DEL SUELO. LOS SUELOS QUE SE BENEFICIAN DE APORTES REGULARES SUPERFICIALES DE MATERIALES ORGÁNICOS HUMIFICABLES MANTIENEN GENERALMENTE UN PH PRÓXIMO A LA NEUTRALIDAD.*
- f. Su mineralización proporciona elementos minerales solubles, asimilables por las plantas, ya sea en forma de aniones (CO₃⁼, NO₃⁻, PO₄³⁻, CO₄⁼, HCO₃⁻, etc.) o cationes (NH₄⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, etc.). En suelos con vegetación natural, los nutrientes se reciclan continuamente, ya que la materia orgánica es degradada y liberados los nutrientes al suelo, en estado asimilable para la vegetación. En suelos sometidos a cultivo, sin embargo, no existe restitución de los nutrientes al suelo, lo que origina la pérdida por lavado de los iones de la solución, así como la necesidad de abonados.

- g. Constituye una fuente de CO₂, lo que contribuye a la solubilización de algunos minerales del suelo, favoreciendo así su absorción por la planta.
- h. Protege al suelo de la contaminación, ya que la materia orgánica adsorbe tanto plaguicidas como otros contaminantes del suelo y evita que estos puedan llegar a los acuíferos.

3) Propiedades biológicas.

- a. La materia orgánica del suelo constituye una importante fuente de energía y nutrientes para los microorganismos del suelo.
- b. La materia orgánica influye también sobre algunos aspectos fisiológicos de las plantas. Al degradarse y transformarse, la materia orgánica libera compuestos nutritivos y hormonales que actúan sobre las plantas, generalmente induciendo su desarrollo. En ocasiones también hay un efecto depresivo, como en el caso de las sustancias aleopáticas.
- c. Favorece el desarrollo y formación de las raíces principales y secundarias (acción rizógena).
- d. Favorece los procesos de intercambio de fluidos, al influir sobre la porosidad y la estructura del suelo.
- e. Ejerce una acción estimulante sobre la absorción de nutrientes por las plantas, favorece la micorrización.
- f. Aumenta la actividad enzimática del suelo y la biotransformación.
- g. La materia orgánica humificada regula el estado de óxido-reducción del medio, debido a la presencia de ácidos húmicos. De ese modo, cuando el oxígeno es insuficiente, se facilita la respiración radicular por medio de humatos.
- h. Mantiene estable la proporción de CO₂ en la atmósfera del suelo. El CO₂ acidifica la solución del suelo y asegura la solubilización de determinados compuestos minerales poco solubles.



Figura 3-10. Disociación de los grupos carboxílicos de los ác. húmicos.

3.2 SUSTANCIAS HÚMICAS

En la actualidad, el estudio de los componentes orgánicos del suelo no permite trazar una diferencia clara entre las sustancias húmicas y no húmicas del suelo. De un modo general, el concepto de sustancias no húmicas incluye a los productos orgánicos sencillos resultantes de la descomposición inicial de los restos orgánicos, como las grasas, aminoácidos, azúcares, etc.,

presentes en el suelo. La fracción restante de la materia orgánica del suelo constituiría el grupo de las sustancias húmicas. Para los investigadores, sin embargo, la diferencia no está tan clara como parece a simple vista.

El humus puede describirse como el espectro de materia orgánica comprendido entre la que ha sufrido una primera acción de los microorganismos y la que se mineraliza. Se puede definir el humus como una mezcla de sustancias macromoleculares con grupos ionizables, principalmente ácidos, pero también alcohólicos y amínicos. Por ello tiene propiedades secuestradoras y acomplejantes que determinan tanto la formación del complejo arcilloso-húmico como sus propiedades. La unidad elemental de las macromoléculas húmicas consiste de manera general en estructuras condensadas de naturaleza aromática asociadas a compuestos alifáticos.

El concepto de humus o sustancias húmicas engloba a su vez dos tipos de sustancias: los ácidos húmicos y las huminas.

- 1) Los ácidos húmicos constituyen la fracción soluble del humus. Son compuestos de carácter anfótero formados por un núcleo central formado por grupos funcionales estables (como radicales libres del tipo de las semiquinonas) y una serie de cadenas alifáticas asociadas con grupos carboxilo, hidroxilo y quinonas orientados hacia la superficie externa. A su vez, este grupo de sustancias puede subdividirse en otros dos:
 - a. Ácidos húmicos (en sentido estricto). La fracción de las sustancias húmicas solubles en el agua a pH neutro o básico. Pueden extraerse del suelo mediante diversos reactivos y precipitan en medio ácido. Los ác. húmicos son el principal componente extractable de las sustancias húmicas. Poseen un color pardo oscuro a negro. El peso molecular de los ácidos húmicos es superior a 60.000.
 - b. Ácidos fúlvicos. Constituyen la fracción de sustancias húmicas solubles en el agua, independientemente del pH. Permanecen en la solución después de la precipitación de los ác. húmicos tras la acidificación del medio. Posiblemente esto ocurre debido a la menor proporción de estructuras aromáticas por cada cadena lateral. Los ácidos fúlvicos son de color amarillo claro a pardo amarillento. Su peso molecular es menor de 60.000, y su reactividad es mucho más elevada. son ricos en polisacáridos, fosfatos y otros aniones.
- 2) Huminas. Son sustancias húmicas insolubles en el agua. Presentan un color oscuro. Se trata de moléculas de más difícil degradación (como algunos polisacáridos, proteínas insolubilizadas, quitina, etc.).

3.3 TIPOS DE HUMUS

LOS DISTINTOS TIPOS DE HUMUS SE ESTABLECEN EN FUNCIÓN DE SU MORFOLOGÍA Y COMPOSICIÓN. LA ACTIVIDAD BIOLÓGICA DEL SUELO, LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL SUSTRATO, LA VEGETACIÓN Y EL CLIMA INFLUYEN SOBRE EL GRADO DE ESTABILIZACIÓN Y MADURACIÓN DE LOS COMPLEJOS HÚMICOS QUE SE FORMAN EN EL SUELO. DE UNA MANERA MUY GENERAL, LOS TIPOS BÁSICOS DE HUMUS QUE PODEMOS ENCONTRAR EN EL SUELO SON TRES: HUMUS MOR, HUMUS MODER Y HUMUS MULL.

3.3.1 HUMUS MOR

EL HUMUS MOR ES UN TIPO DE HUMUS QUE SE ENCUENTRA EN SUELOS CON UNA RELACIÓN C/N SUPERIOR A 25 (HASTA 30 Ó 40), Y UN PORCENTAJE DE SATURACIÓN DEL COMPLEJO DE CAMBIO INFERIOR A 15. EL HUMUS MOR ES UN TIPO DE HUMUS DE MUY LENTA EVOLUCIÓN, COMO CONSECUENCIA DE LA LENTA TASA DE MINERALIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA. LA LENTA MINERALIZACIÓN REALIZADA POR HONGOS ACIDÓFILOS Y OTROS ORGANISMOS FAVORECE LA FORMACIÓN DE UNA CAPA DE RESIDUOS GRUESA SOBRE LA SUPERFICIE DEL SUELO, Y CON FRECUENCIA SE MANTIENE LA ESTRUCTURA ANATÓMICA ORIGINAL DE LOS RESTOS VEGETALES. POR OTRA PARTE, LA INCORPORACIÓN DE MATERIA ORGÁNICA POCO TRANSFORMADA ES MUY LENTA.

ESTA LENTA VELOCIDAD DE MINERALIZACIÓN PUEDE DEBERSE A DOS CAUSAS:

- 1) EN CLIMAS FRÍOS, LA VELOCIDAD DE LOS PROCESOS EN QUE INTERVIENEN LOS MICROORGANISMOS SE VE RALENTIZADA. POR OTRA PARTE, LA ESCASA ALTERACIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES DEL SUELO A BAJA TEMPERATURA LIBERA POCOS CATIONES, DE MODO QUE NO SE NEUTRALIZAN LOS ÁCIDOS ORGÁNICOS DEL SUELO, FAVORECIÉNDOSE UN PH ÁCIDO. LA ELEVADA ACIDEZ RESULTANTE DIFICULTA AÚN MÁS LA ACTIVIDAD DE HONGOS Y BACTERIAS. EN ESTE CASO, SE DICE QUE EL HUMUS MOR ES ZONAL.
- 2) EN CLIMAS TEMPLADOS, EL HUMUS MOR SE ORIGINA SÓLO CUANDO LA ACIDEZ DEL SUELO ES MUY ACUSADA, LO QUE PUEDE OCURRIR POR UNO O DIVERSOS FACTORES EN CONJUNTO, COMO LA POBREZA EN CATIONES DE LA ROCA, LA PRESENCIA DE VEGETACIÓN ACIDIFICANTE (COMO LAS CONÍFERAS), Y DETERMINADAS CONDICIONES DE DRENAJE Y LAVADO DEL SUELO. EL MOR ORIGINADO EN ESTE TIPO DE SISTEMAS ES DENOMINADO INTRAZONAL.

3.3.2 HUMUS MODER

EL MODER ES UNA FORMA INTERMEDIA ENTRE EL MULL Y EL MODER. ESTÁ PRESENTE EN SUELOS CON UNA RELACIÓN C/N DEL HORIZONTE SUPERIOR ENTRE 15 Y 25, ASÍ COMO UNA SATURACIÓN DEL COMPLEJO DE CAMBIO TAMBIÉN ENTRE 15 Y 25%, COMO OCURRE EN LOS SUELOS PODZÓLICOS, EL LOESS O LAS PRADERAS DE MONTAÑA. EL HORIZONTE ORGÁNICO QUE PUEDE APRECIARSE EN ESTOS SUELOS ES RICO EN RESIDUOS VEGETALES DE PEQUEÑO TAMAÑO (2-3 CM), QUE GRADUALMENTE PASA A HORIZONTES ACUMULATIVOS DE HUMUS.

EL HUMUS MODER SE FORMA CUANDO LA ACTIVIDAD DE LAS BACTERIAS Y ACTINOMICETOS ES REDUCIDA, SIENDO MÁS IMPORTANTE LA ACTIVIDAD DE ALGUNOS ARTRÓPODOS Y DE LOS HONGOS ACIDÓFILOS.

DE ESTE MODO, EN CLIMAS TEMPLADOS, EL HUMUS MODER APARECE EN EL SUELO CUANDO EL PH ES MUY ÁCIDO (4.5 – 5.5), COMO EL QUE SE DESARROLLA SOBRE MATERIALES SILÍCEOS (ARENISCAS O CUARCITAS, POR EJEMPLO) Y BAJO BOSQUES DE CONÍFERAS O FRONDOSAS, BAJO CLIMA LLUVIOSO.

EN CLIMAS FRÍOS, LA APARICIÓN DE HUMUS MODER SE DEBE A LA RELATIVAMENTE ELEVADA DESCOMPOSICIÓN DE LOS RESIDUOS ORGÁNICOS DE LA VEGETACIÓN DE PRADERAS.

3.3.3 HUMUS MULL

EL MULL ES UN TIPO DE HUMUS MUY EVOLUCIONADO, TÍPICO DE SUELOS NATURALES Y DE SISTEMAS BIOLÓGICAMENTE ACTIVOS. EL HUMUS MULL PUEDE SER DE DOS TIPOS: MULL CÁLCICO Y MULL FORESTAL.

- 1) MULL CÁLCICO. ESTÁ PRESENTE EN SUELOS BÁSICOS DONDE LA RELACIÓN C/N ES INFERIOR A 12 Y LA SATURACIÓN DEL COMPLEJO DE CAMBIO ES SUPERIOR AL 75%. LA ACTIVIDAD DE LA MICROFLORA ES MUY BUENA, DE MODO QUE LOS RESIDUOS ORGÁNICOS SE TRANSFORMAN CON RAPIDEZ.*
- 2) MULL FORESTAL. ES PROPIO DE SUELOS DE CLIMA TEMPLADO O CÁLIDO, DONDE LA RELACIÓN C/N VARÍA ENTRE 12 Y 15, Y LA SATURACIÓN DEL COMPLEJO DE CAMBIO ESTÁ ENTRE 25 Y 75%. LA ROCA PUEDE SER SILÍCEA O CALIZA (EN ESTE CASO, EL LAVADO DEBE SER INTENSO). LA ACTIVIDAD MICROBIANA SE VE FAVORECIDA POR ESTAS CONDICIONES, AUNQUE ALGO MENOS QUE EN EL CASO DEL MULL CÁLCICO.*

3.4 RELACIÓN C/N

El contenido en humus del suelo, del mismo modo que sus propiedades, depende de la capacidad mineralizante de la biomasa edáfica y del aporte de materia orgánica que se realiza al suelo de forma natural (hojarasca) o artificial (estiércol, compost, etc.). La biomasa representa aproximadamente un 1-2% del total de la materia orgánica del suelo. La fracción de la materia orgánica correspondiente a la biomasa está constituida por microorganismos, microfauna (como gusanos, pequeños insectos, etc.).

Desde un punto de vista biológico, la caracterización de los suelos no sólo se basa en la naturaleza y la descripción del humus, sino también en el contenido de materia orgánica total y la relación entre el C y el N del total del suelo (relación C/N).

El C fijado por la biomasa proviene del CO₂ atmosférico, reducido durante el proceso de fotosíntesis por las plantas, y suele oscilar en torno a un 50 – 60% de la materia orgánica (el C orgánico representa entre el 0.6 y el 1.7% del suelo). Sin embargo, el porcentaje de N es mucho menor y más variable. Por el N entran en competencia las raíces de las plantas y los microorganismos, por lo que puede ser un factor limitante. La presencia de N en el suelo depende de varios factores, como el contenido en N de las plantas que colonizan el suelo.

Para una buena humificación de la materia orgánica es necesaria una buena actividad biológica, una buena aireación del suelo y riqueza de C y N en el medio. La descomposición rápida de la materia orgánica fresca es indispensable para una buena humificación.

La microflora edáfica que actúa en la descomposición y mineralización de la materia orgánica requiere carbono como fuente de energía y nitrógeno como intermediario en la síntesis de proteínas. Si en un suelo, la relación C/N en la materia orgánica es elevada, los microorganismos disponen de C en abundancia, pero carecen de N, con lo cual son pocos los microorganismos que pueden actuar en la degradación de la materia orgánica. Como consecuencia, el proceso de mineralización se ralentiza, y el N amoniacal o los nitratos asimilables por las plantas superiores

se encontrarán en baja cantidad en el suelo. De este modo, podemos decir que la relación C/N tiene una gran importancia en la valoración de la fertilidad del suelo.

La relación C/N del suelo varía fundamentalmente en función de la relación C/N de la materia orgánica vegetal existente. Las leguminosas, por ejemplo, poseen una relación C/N de 9 – 10, lo que es muy beneficioso para el suelo (Tabla 3-2).

Desde este punto de vista, por lo tanto, se considera que un suelo es fértil cuando la relación C/N se halla en torno a 10. En los estudios de fertilidad del suelo, el parámetro que se utiliza para medir la actividad de la biomasa y la evolución de la materia orgánica del suelo es la relación C/N.

Tabla 3-2. Relación C/N en distintos tipos de materia orgánica.

Tipo de residuo	Relación C/N	Rango
Microorganismos	8	Bajo
Leguminosas	10	
Algas marinas	19	
Guano	20	Moderado
Hojas secas	50	
Avena	60	
Maíz	60	
Paja	80	Alto
Cáscara de cereal	80	
Acículas de pino	100	
Serrín de madera	400	

Tabla 3-3. Valores de la relación C/N en los suelos.

Relación C/N del suelo	Interpretación
<5	Excesiva mineralización. El contenido en materia orgánica es bajo. Escasa fertilidad. Destrucción de la microflora y microfauna.
5-8	Tendencia hacia la mineralización de la materia orgánica. La fertilidad es de baja a moderada. Puede aumentarse la tasa orgánica del suelo mediante aportaciones grandes y continuadas.
8-12	Equilibrio entre mineralización y humificación. La fertilidad es elevada. Para conservar esta tasa es recomendable realizar aportes periódicos.
>12	Tendencia a la humificación.

	Poco frecuente en suelos cultivados.
--	--------------------------------------

3.5 LA MATERIA ORGÁNICA EN LOS SUELOS CULTIVADOS

EN EL CASO DE LOS SUELOS CULTIVADOS, LA INFLUENCIA DE FACTORES EDAFOGENÉTICOS COMO EL CLIMA O LA VEGETACIÓN SE VEN PROFUNDAMENTE MODIFICADOS DEBIDO A LAS PRÁCTICAS DE CULTIVO.

DE MODO GENERAL, PUEDE DECIRSE QUE LA TRANSFORMACIÓN QUE LLEVA A CABO EL HOMBRE SOBRE LOS SUELOS CULTIVADOS PRODUCE UN AUMENTO DE LA TASA DE MINERALIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA. ESTO TIENE COMO EFECTO UN AUMENTO APRECIABLE DE LAS CONCENTRACIONES DE LOS ELEMENTOS NUTRITIVOS ASIMILABLES EN EL SUELO, Y POR LO TANTO, UN AUMENTO DE LA FERTILIDAD.

SIN EMBARGO, AL NO SER SUSTITUIDO EL HUMUS QUE SE MINERALIZA, EL SUELO SUFRE UN EMPOBRECIMIENTO PROGRESIVO EN COLOIDES ORGÁNICOS, LO QUE ORIGINA UNA DISMINUCIÓN EN LA CAPACIDAD DE CAMBIO CATIONICO DEL COMPLEJO COLOIDAL ADSORBENTE Y UNA PÉRDIDA DE NUTRIENTES. ADEMÁS, LA DISMINUCIÓN DEL CONTENIDO EN MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO IMPLICA UNA DEGRADACIÓN DE SUS PROPIEDADES FÍSICAS DESDE EL PUNTO DE VISTA AGRÍCOLA, COMO LA ESTRUCTURA, LA POROSIDAD, LA CAPACIDAD DE DRENAJE, ETC.

PARA EVITAR EL EMPOBRECIMIENTO PROGRESIVO DEL SUELO Y PERMITIR EL MANTENIMIENTO DE LA PRODUCCIÓN, EXISTEN BÁSICAMENTE DOS TÉCNICAS:

- 1) EN LOS PAÍSES OCCIDENTALES SE REALIZA EL CULTIVO DE "PARCELA FIJA". EL AGRICULTOR DEBE RECURRIR AL ABONADO MINERAL PARA AUMENTAR LA CONCENTRACIÓN DE LOS NUTRIENTES Y A LA ADICIÓN DE MATERIA ORGÁNICA ARTIFICIALMENTE AL SUELO, O BIEN AL BARBECHO, TÉCNICA EXTENSIVA QUE PERMITE LA RECUPERACIÓN ANUAL DEL SUELO DE FORMA NATURAL.*
- 2) EN DIVERSOS PAÍSES DE ÁFRICA Y SUDAMÉRICA SE PRACTICA LA AGRICULTURA ITINERANTE. SE CULTIVAN ÁREAS DE POCA EXTENSIÓN. EL SUELO CULTIVADO ES ABANDONADO AL CABO DE UN PERÍODO DE TIEMPO QUE OSCILA ENTRE 2 Y 5 AÑOS, DEPENDIENDO DEL RENDIMIENTO Y OTROS CONDICIONANTES ECOLÓGICOS Y SOCIALES. EN ESE MOMENTO SE COMIENZA A EXPLOTAR UN NUEVO PUNTO DEL QUE SE RETIRA LA VEGETACIÓN ORIGINAL, GENERALMENTE MEDIANTE EL FUEGO. ESTO PERMITE LA EVOLUCIÓN DEL SUELO DE MANERA NATURAL Y LA RÁPIDA RECUPERACIÓN DE LOS TERRENOS ABANDONADOS.*

4 BIOLOGÍA DEL SUELO

4.1 ORGANISMOS DEL SUELO

En el suelo viven una serie de organismos adaptados a las condiciones de este sistema. Cuantitativamente, la mayoría de estos organismos pertenecen al reino vegetal. Sin embargo, la importancia de animales, hongos y bacterias es extraordinariamente elevada en cuanto al ciclo de los nutrientes.

Los organismos afectan a la formación y evolución de los suelos de una forma activa, por lo que son considerados uno de los factores formadores del suelo.

Las plantas, por ejemplo, contribuyen tanto a la fragmentación de la roca madre como a la adición de materia orgánica al suelo. De este modo, la evolución del suelo se ve afectada por el tipo de plantas que viven sobre él.

Los suelos sobre los que se desarrollan pastizales poseen raíces densas y fibrosas que, al morir, son incorporadas como materia orgánica fresca al suelo. Esto permite que cada año, el porcentaje de materia orgánica del suelo se mantenga en niveles altos.

En los bosques, sin, embargo, las hojas se depositan sobre la superficie del suelo, de manera que la incorporación de los compuestos orgánicos es mucho más lenta. El contenido en materia orgánica de los suelos forestales es, por lo tanto, menor.

4.2 ECOLOGÍA DE LOS ORGANISMOS DEL SUELO

El suelo posee una gran variabilidad espaciotemporal, y constituye un sistema fragmentado en múltiples microambientes.

Las condiciones bajo las que se desarrollan los microorganismos vienen condicionadas por varios factores, entre los que destacan los siguientes:

- 1) Disponibilidad de energía y nutrientes:
 - a. Las principales fuentes de energía para los microorganismos del suelo son la luz solar (microorganismos fotosintéticos), compuestos orgánicos (autótrofos) y determinados compuestos minerales (quimiolitotrófos).
 - b. Sustanciasceptoras de electrones, que intervienen en reacciones redox. Entre estas sustancias se encuentran el O_2 , algunos compuestos orgánicos, el NO_3^- , NO_2^- , SO_4^{2-} , etc.
 - c. Como fuentes de carbono, los organismos pueden utilizar compuestos inorgánicos, como el CO_2 o HCO_3^- , así como compuestos orgánicos.
 - d. Factores de crecimiento: vitaminas y aminoácidos.
 - e. Elementos esenciales, entre los que se encuentran el C, H, O, N, P, K, S, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn, B, Mo, etc.
- 2) Condiciones del medio:

- a. Temperatura. Los seres vivos poseen un intervalo de temperatura en el que desarrollan su actividad, así como una temperatura óptima. Según esto, los organismos se pueden agrupar en tres clases:
- i. Termófilos, cuando viven bajo temperaturas comprendidas entre 45 y 65 °C.
 - ii. Mesófilos, entre 15 y 45 °C.
 - iii. Psicrófilos, por debajo de 20 °C.

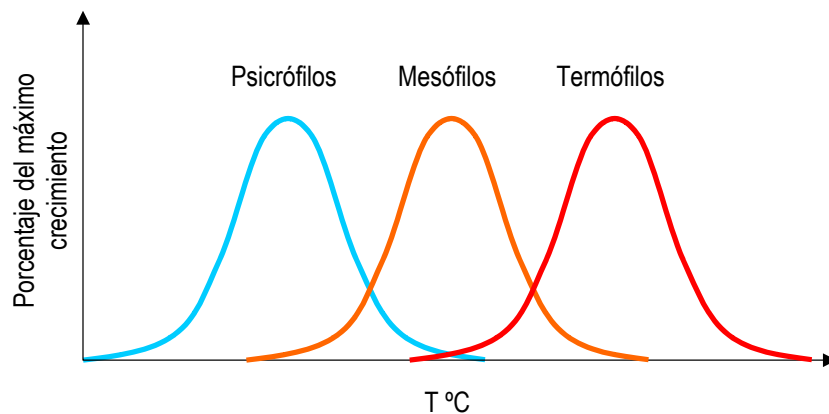


Figura 4-1. Clases de organismos según el rango de temperatura en el que viven.

- b. Disponibilidad de agua.
- c. Disponibilidad de oxígeno. En el suelo existen diversos ambientes en función de la disponibilidad de oxígeno. De ese modo, un agregado de suelo que haya estado recientemente saturado de agua poseerá probablemente un gradiente de disponibilidad de oxígeno en su atmósfera interna (Figura 4-2). Según esto, los organismos se pueden clasificar en:
- i. Aerobios: se desarrollan en presencia de oxígeno. Los organismos aerobios pueden ser, a su vez, aerobios estrictos (cuando requieren el oxígeno como aceptor de electrones en la respiración) o aerobios facultativos (si pueden vivir tanto en presencia como en ausencia de oxígeno).
 - ii. Microaerófilos: requieren concentraciones bajas de oxígeno.
 - iii. Anaerobios: se desarrollan en ausencia de oxígeno, que resulta tóxico para ellos. En lugar de oxígeno, como aceptor de electrones utilizan nitratos, sulfatos, hierro, CO₂ y otros compuestos.

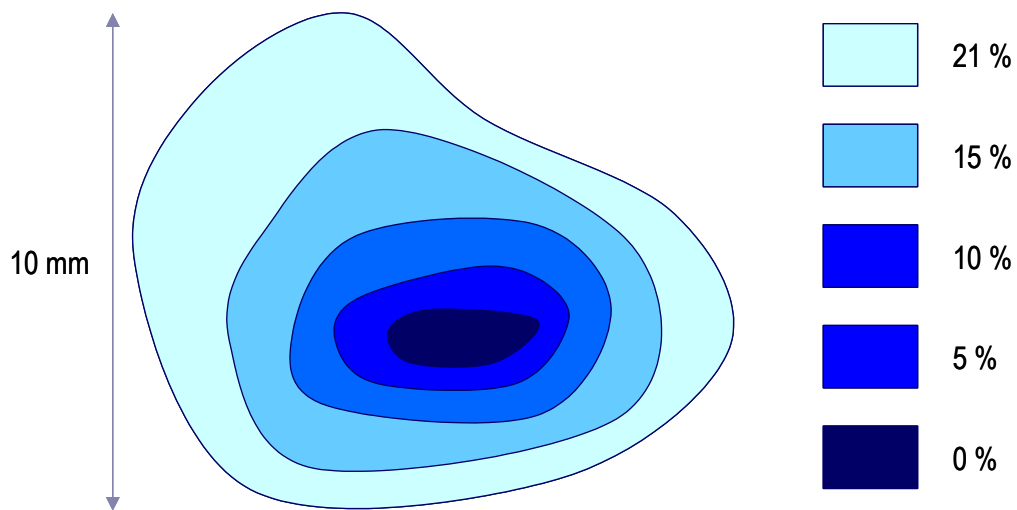


Figura 4-2. Gradiente de concentración de O₂ en un agregado de suelo.

- Acidez del suelo. Cada tipo de organismo se desarrolla también dentro de determinados intervalos de pH del suelo. Según esto, pueden definirse tres clases de organismos:
 - Neutrófilos (como Azotobacter y Nitrobacter).
 - Basófilos.
 - Acidófilos (como las bacterias del azufre y la mayoría de los hongos).
 - Indiferentes (como las bacterias amonificantes).

4.3 CLASIFICACIÓN DE LOS ORGANISMOS DEL SUELO

4.3.1 TIPOS DE ORGANISMOS SEGÚN SU TAMAÑO

Una forma relativamente fácil de clasificar a los organismos del suelo está en función de su tamaño. Este tipo de clasificación es poco útil, aunque permite agrupar de forma rápida e intuitiva a los seres vivos del suelo.

Según su tamaño, los organismos del suelo pueden agruparse en tres clases distintas:

- 1) Macrobiota (Figura 4-3).
 - a. Macrofauna. Se trata de organismos cuyo tamaño está comprendido entre 6 cm y 20 mm. Dentro de este grupo se encuentran las plantas, así como animales que viven en el suelo: ratones, topos, musarañas, reptiles, miriápodos, moluscos, lombrices, etc. La importancia del papel de estos organismos en el suelo es muy alta. Los animales excavadores como las lombrices, por ejemplo, mejoran la agregación de las partículas del suelo. Por

otro lado, los organismos saprofitos inician los procesos de degradación de los residuos orgánicos, facilitando la acción de otros organismos como los hongos.

- b. Macroflora. A excepción de las plantas de tallos subterráneos, esta clase está constituida fundamentalmente por las raíces de las plantas superiores. La importancia de las raíces en el suelo es elevada, ya que constituyen una de las fuentes más importantes de residuos orgánicos del suelo, sobre todo en las capas inferiores; contribuyen a la estabilidad de los agregados del suelo debido a su estructura; la actividad respiratoria de las raíces (consumo de O_2 y desprendimiento de CO_2) contribuye a la formación de la atmósfera del suelo; favorecen el desarrollo de microflora edáfica en sus inmediaciones; retiran nutrientes del medio, incorporándolos a la biomasa y disminuyendo las salidas de nutrientes del sistema por lixiviación.
- 2) Mesofauna. Individuos con tamaño comprendido entre 20 mm y 200 μm . En este grupo se encuentran los pequeños invertebrados, como artrópodos, anélidos, nemátodos, moluscos, etc.
 - 3) Microbiota. Organismos con tamaño menor de 200 μm . Los microorganismos pueden agruparse a su vez en dos clases, según su naturaleza:
 - a. Microfauna: animales de muy pequeño tamaño, como los rotíferos, los protozoos y los nematodos de tamaño más pequeño. En un gramo de suelo puede haber de 40 a 50 nematodos. Algunos de los componentes de la microfauna son saprofitos o parásitos de las plantas superiores.
 - b. Microflora: bacterias, actinomicetos, hongos y algas unicelulares.
 - i. Las algas son autótrofas. No tienen incidencia en la mineralización de la materia orgánica, pero son organismos productores y, en muchos casos, fijadores de nitrógeno atmosférico. En la superficie, su número puede oscilar entre 100.000 y 800.000 por gramo de suelo.
 - ii. Los hongos juegan un papel muy importante en la descomposición de la materia orgánica. Puede existir hasta un millón de microorganismos de este tipo por gramo de suelo. Son generalmente aerobios y resisten bien las condiciones extremas de temperatura y acidez del suelo. Los actinomicetos constituyen un grupo especial de hongos (hongos imperfectos). Son responsables en gran parte de la descomposición de los residuos orgánicos y en la síntesis de algunas sustancias, pero no contribuyen a la mineralización del humus. Algunos actinomicetos secretan sustancias probióticas o antibióticas al medio. Otros son parásitos de plantas superiores. En un gramo de suelo pueden existir entre 15 y 20 millones de hongos actinomicetos.
 - iii. Las bacterias son un grupo muy diversificado y numeroso en el suelo. Su número puede oscilar entre 60 y 3.000 millones de bacterias por gramo de suelo. Poseen un papel importante en la fragmentación, humificación y mineralización de la materia orgánica fresca. También

contribuyen de manera importante al ciclo de nutrientes como el nitrógeno y el azufre en el suelo.



Molusco



Lombriz



Pequeños vertebrados



Plantas

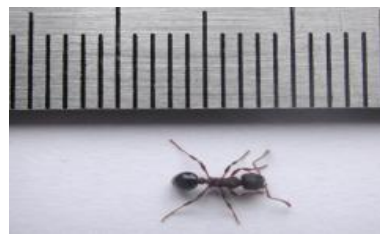
Figura 4-3. Macrobiota (6 cm – 2 cm).



Nematodo



Diplópodo



Hormiga

Figura 4-4. Mesobiota (20 mm – 200 μ m).



Bacteria



Alga diatomea



Hongo



Paramecio

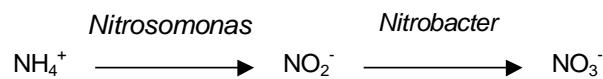
Figura 4-5. Microbiota (< 200 μ m).

4.3.2 TIPOS DE ORGANISMOS SEGÚN SU METABOLISMO

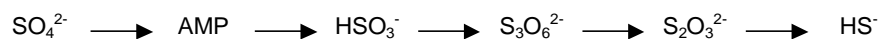
Los organismos del suelo pueden clasificarse también según la forma en que obtienen la energía y el carbono para sus funciones metabólicas. De esta manera se pueden establecer cinco tipos principales:

- 4) Autótrofos. Mediante la fotosíntesis, los organismos autótrofos obtienen la energía a partir de la luz, y obtienen carbono orgánico a partir del CO₂ atmosférico. Entre estos organismos se encuentran las algas, las bacterias fotosintéticas o las plantas superiores.
- 5) Quimiolitótrofos. Los organismos quimiolitotrofos obtienen energía a partir de reacciones químicas, y fijan el carbono a partir del CO₂ atmosférico. De una manera simplificada, entre estos organismos existen dos grandes grupos:

- a. Organismos aeróbicos. Las bacterias de los géneros *Nitrosomonas* y *Nitrobacter* llevan a cabo la oxidación del amonio, participando en el ciclo del nitrógeno en el suelo.



- b. Organismos anaeróbicos. Llevan a cabo sus procesos metabólicos en ausencia de oxígeno. Las bacterias reductoras del azufre, como las del género *Desulfovibrio*, *Desulfomonas* o *Desulfobacter*, utilizan el azufre como aceptor de electrones, según la ruta propuesta de reducción del sulfato.



- 6) Heterótrofos. Los organismos heterótrofos requieren el aporte de los compuestos orgánicos que les sirven como fuente de energía y de carbono. Son responsables de la destrucción mecánica de los residuos orgánicos. Obtienen la energía mediante la oxidación de moléculas hidrocarbonadas ricas en energía, con desprendimiento de CO₂ (respiración).
- 7) Simbióticos. Los organismos simbióticos obtienen energía y nutrientes mediante su asociación, de modo que ambos componentes obtienen algún beneficio. Los tipos de asociaciones, simbiosis, pueden clasificarse de la siguiente manera:
 - a. Interacciones entre microorganismos. Determinados microorganismos pueden aprovecharse de la presencia de otros. La asociación no ha de ser necesariamente beneficiosa para ambos, aunque sí lo es para al menos uno de ellos. Algunas bacterias aprovechan las sustancias excretadas al medio por otras, tales como vitaminas, sustancias que estimulan el crecimiento, antibióticos, etc. En otros casos, las bacterias pueden actuar como depredadoras de otras. Del mismo modo, existen determinadas especies de hongos cuya fuente de alimento es la depredación de especies de nematodos.

- b. Interacciones entre microorganismos y fauna del suelo. Algunos efectos beneficiosos sobre el suelo o los cultivos de organismos como las lombrices se conoce desde la antigüedad. Las lombrices contribuyen tanto a la formación del suelo como a su estructuración. En el tubo digestivo de las lombrices existe una importante flora microbiana que participa en la liberación de nutrientes contenidos en los restos vegetales.
- c. Interacciones entre plantas y microorganismos.
 - i. Micorrización. Las micorrizas son el resultado de la asociación de hongos y raíces de plantas superiores. Las micorrizas pueden extenderse y ramificarse dentro de las raíces jóvenes (endomycorrizas) o formar una cubierta externa y penetrando sólo hasta la epidermis radicular, funcionando más bien como una extensión de las raíces (ectomicorrizas). Las micorrizas producen sustancias de crecimiento para la planta, aumentan su resistencia a la sequía y disminuyen el riesgo de enfermedades. Facilitan la absorción de agua y nutrientes. Por otro lado, la planta cede al hongo carbohidratos sencillos y vitaminas.
 - ii. Fijación de nitrógeno atmosférico. Algunas plantas, principalmente las leguminosas, pueden establecer simbiosis con bacterias de vida libre en el suelo. Estas bacterias, del género *Rhizobium* pueden fijar el nitrógeno atmosférico. La fijación de N_2 atmosférico supone la principal vía de entrada del nitrógeno en el suelo. La bacteria cede compuestos nitrogenados a la planta, mientras que esta le cede compuestos hidrocarbonados.
 - iii. Interacciones entre hongos y algas (líquenes). Los líquenes consisten en la asociación entre un alga o cianobacteria y un hongo (generalmente un ascomiceto). Este tipo de asociación permite que el liquen colonice hábitats en los que no hongos ni algas pueden vivir de forma independiente.

4.4 LOS ORGANISMOS DEL SUELO COMO FACTOR FORMADOR

La actividad de los organismos que viven en el suelo condiciona el desarrollo de este, tanto desde un aspecto físico como químico. Por lo tanto, deben ser considerados como uno de los factores formadores del suelo.

De este modo, puede esquematizarse la influencia de los organismos sobre el suelo de la siguiente manera:

- 1) Actividad mecánica.
 - a. Los animales del suelo llevan a cabo la fragmentación de los residuos orgánicos. Este proceso facilita la alteración química posterior de los restos, y por lo tanto los procesos de mineralización y humificación.

- b. Bioturbación del material del suelo, lo que favorece la asociación de componentes orgánicos e inorgánicos.
 - c. La actividad de los organismos afecta a la porosidad del suelo, ya sea aumentando el espacio poroso (mediante la creación de túneles y cámaras) o modificando la geometría de los poros del suelo (los túneles que fabrican determinados animales funcionan como canales menos tortuosos que los naturales y que facilitan el drenaje del suelo).
- 2) Actividad química. Los organismos del suelo participan activamente en el ciclo de la materia orgánica e inorgánica dentro del suelo:
- a. Los organismos pueden secretar productos orgánicos activos que facilitan la meteorización de la roca madre. Así mismo, pueden inducir la formación de complejos y quelatos.
 - b. La actividad enzimática de los organismos permite la degradación de los compuestos orgánicos a moléculas más sencillas (por ejemplo: la obtención de aminoácidos a partir de proteínas).
 - c. Los hongos y otros microorganismos llevan a cabo la mineralización de los componentes orgánicos, lo que permite la liberación de sales minerales asimilables por la planta. Además, intervienen en la humificación de la materia orgánica.
 - d. Síntesis y excreción de productos orgánicos en el suelo. Algunos compuestos, como los mucopolisacáridos excretados por diversos tipos de seres vivos son sustancias que facilitan la agregación de las partículas del suelo.
 - e. Fijación biológica de nitrógeno. El nitrógeno atmosférico puede ser fijado por los seres vivos como *Azotobacter* o *Clostridium*, o mediante simbiosis entre las plantas leguminosas y las bacterias del género *Rhizobium*.
 - f. Los organismos del suelo intervienen en el ciclo de numerosos elementos en el suelo. Algunos de estos elementos son el C, N, S, P, Ca, Fe, Mn, etc.

La actividad de los microorganismos sobre los compuestos orgánicos en el suelo comprende un conjunto complejo de procesos que afectan al desarrollo del suelo y al ciclo de la materia orgánica. Los principales procesos que ocurren en el suelo son los siguientes:

- Procesos que afectan al ciclo del carbono:
 - Celulolisis. Consiste en la hidrólisis de las cadenas de celulosa por medio de enzimas (celulasas). Los procesos de celulolisis pueden ocurrir tanto en condiciones aerobias como anaerobias.
 - En condiciones aerobias actúan bacterias, hongos y actinomicetos, que llevan a cabo la fragmentación de la celulosa para obtener moléculas más sencillas (azúcares).

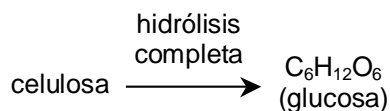


Figura 4-6. Hidrólisis completa de la celulosa en D-glucosa. La celulosa es un polímero lineal formado exclusivamente por glucosa.

- En condiciones anaerobias actúan microorganismos como Clostridium o Plectricidium, que llevan a cabo la fermentación de la celulosa:

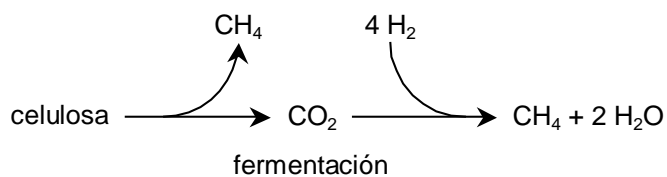


Figura 4-7. Fermentación de la celulosa, realizada en anaerobiosis.

- Ligninólisis. Consiste en la degradación lenta de la lignina, en la que actúan fundamentalmente los hongos.

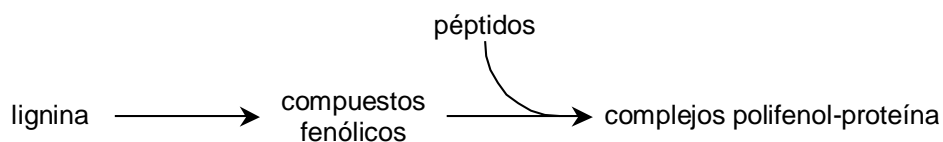


Figura 4-8. Hidrólisis de la lignina, un compuesto polifenólico, y posterior formación de complejos polifenol-proteína.

- Procesos que afectan al ciclo del nitrógeno:
 - Proteólisis. Es la fragmentación de las cadenas proteicas en sus monómeros, los aminoácidos. Se lleva a cabo mediante proteasas.

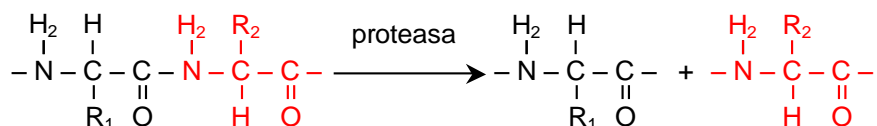


Figura 4-9. Hidrólisis de un dímero proteico en dos aminoácidos.

- Amonificación. Esta reacción es llevada a cabo por bacterias, actinomicetos y hongos. Consiste en la separación del grupo α -amino de los aminoácidos y su posterior incorporación al suelo.

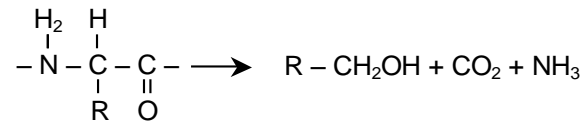


Figura 4-10. Amonificación del suelo a partir del nitrógeno orgánico.

- Nitrificación. La nitrificación es un proceso complejo en el que actúan bacterias autótrofas. Ocurre en dos pasos encadenados: nitrosación (llevado a cabo por Nitrosomonas) y nitratación (Nitrobacter).

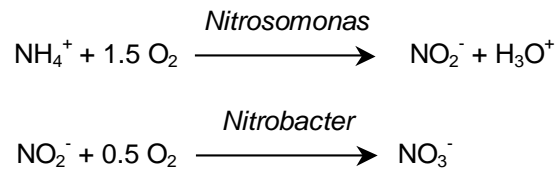


Figura 4-11. Nitrificación.

- Desnitrificación. Es la reacción inversa a la nitrificación, y se realiza en condiciones anaerobias. Consiste en la reducción progresiva del nitrato hasta obtener nitrógeno molecular, que sale del sistema suelo. En la desnitrificación del suelo intervienen varios microorganismos, entre los que destacan las bacterias Bacillus y Pseudomonas.



Figura 4-12. Desnitrificación.

- Procesos que afectan al ciclo del azufre. Se trata de un grupo de reacciones redox que utilizan el azufre como elemento que cede o acepta electrones, para obtener energía.
 - Oxidación de los sulfuros.



Figura 4-13. Oxidación de los sulfuros llevada a cabo por Thiobacillus.

- Oxidación del azufre.

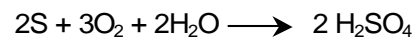


Figura 4-14. oxidación del azufre llevada a cabo por *Thiobacillus thiooxidans*.

- Oxidación del sulfuro de hierro (pirita).

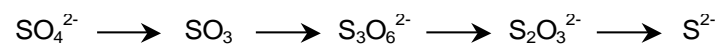


Figura 4-15. oxidación de la pirita en la que interviene *Desulfovibrio desulfuricans*.

- Reducción del sulfato.

5 TEXTURA DEL SUELO

5.1 CONCEPTO DE TEXTURA

La textura hace referencia a la composición granulométrica de la fracción inorgánica del suelo.

El conocimiento de la composición granulométrica del suelo es importante para cualquier estudio, ya sea desde el punto de vista genético o aplicado.

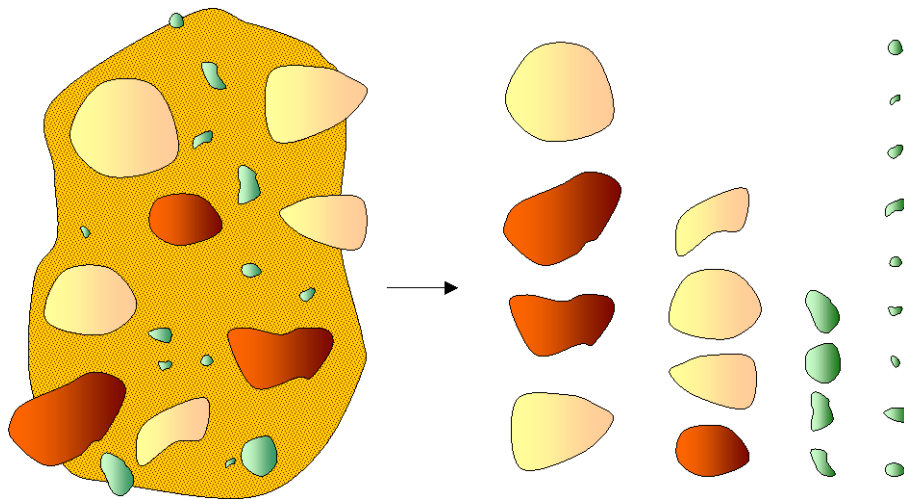


Figura 5-1. El suelo está compuesto por partículas de diferente tamaño.

Determinadas propiedades de las partículas minerales del suelo están condicionadas por su tamaño. Existen diversos tipos de clasificaciones utilizadas en la actualidad. Aunque todas aceptan de manera establecida los términos de grava, arena, limo y arcilla, difieren ligeramente en los límites establecidos para cada clase. De una manera aproximada, la Figura 5-2 da una idea de los tamaños relativos de las distintas partículas del suelo.

El tamaño de las partículas del suelo afecta tanto a su superficie interna como al número y tamaño de los poros. Cuanto menor es el tamaño de partícula, mayor es la superficie interna del suelo; es decir: mayor es la suma de la superficie de las partículas del suelo (Figura 5-3). Por otra parte, y de manera general, un menor tamaño de partícula disminuye el tamaño de los poros del suelo, de manera que partículas más pequeñas originan suelos con poros más escasos y pequeños (Figura 5-4).

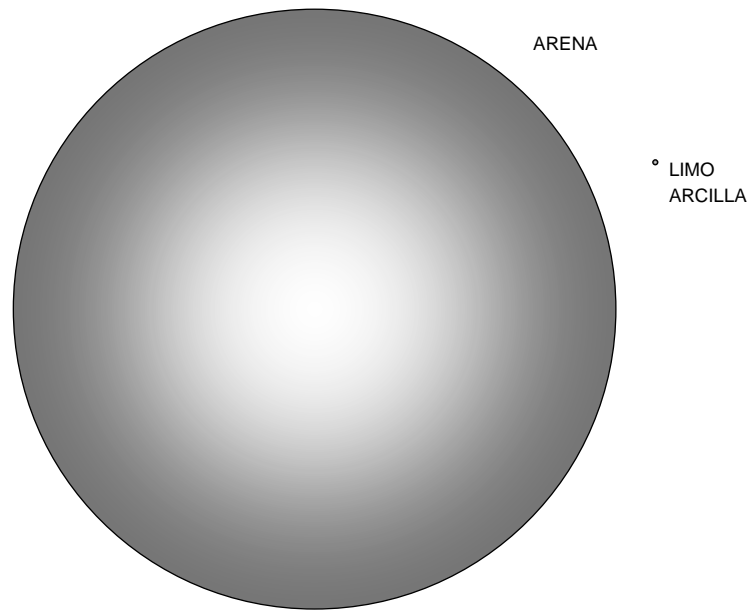


Figura 5-2. Tamaño relativo de las partículas del suelo.

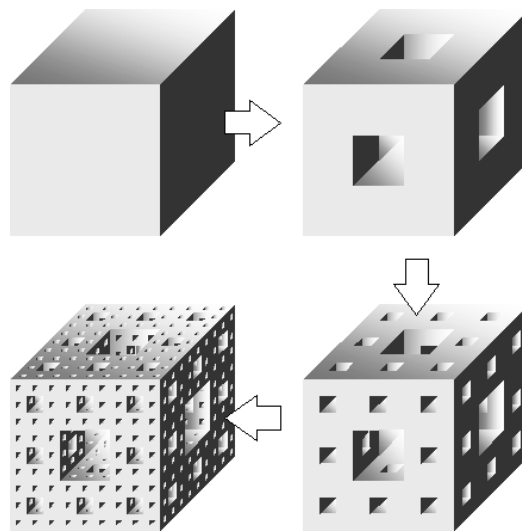


Figura 5-3. La Esponja de Menger es un fractal que ilustra bien la variación de la superficie interna del suelo respecto al tamaño de las partículas que lo constituyen. En este caso se representa un proceso de sólo 3 iteraciones. Si el número de iteraciones continua, se tiende hacia una esponja de superficie infinita y volumen nulo.

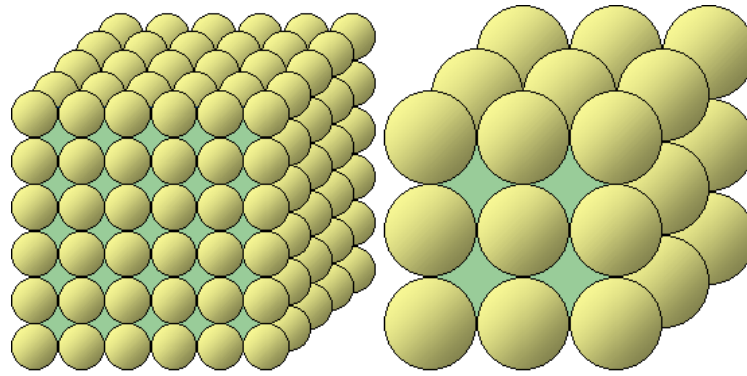


Figura 5-4. El tamaño de las partículas del suelo afecta al tamaño de los poros. En el caso de la izquierda, las partículas son pequeñas y los poros entre ellas también. En el caso de la derecha, las partículas y los poros entre ellas son más grandes.

5.2 CLASIFICACIÓN TEXTURAL

Los suelos están formados generalmente por más de una clase textural. Las tres fracciones suelen estar presentes en mayor o menor proporción. El porcentaje de cada una de esas fracciones es lo que se llama textura del suelo.

Las partículas del suelo pueden dividirse según su tamaño:

1. Gravas y piedras. Son partículas minerales sólidas, de diámetro comprendido entre 2 mm y 7 cm (gravas) o mayor (piedras). Cuando son muy abundantes, pueden afectar a las propiedades del suelo y dificultar su manejo.
2. Tierra fina. Esta fracción incluye las partículas menores de 2 mm de diámetro.
 - a. **Arena.** Son partículas minerales sólidas de tamaño comprendido entre 2 mm y 0.02 mm. La arena es la fracción más grande del suelo, compuesta principalmente por granos de cuarzo más o menos meteorizados. La arena no tiene capacidad de agregación, de modo que sus partículas no se unen entre sí y aparecen de manera individualizada. Debido a que una gran proporción de arena en el suelo origina poros numerosos y relativamente grandes. Los principales minerales que constituyen la arena son el cuarzo, los feldespatos, las micas, etc. Son visibles y se pueden observar individualmente. Tienen una relación superficie/volumen muy baja (aprox. 3). Su capacidad de intercambio catiónico es baja. Su principal función es la composición de la matriz del suelo.
 - b. El **limo** es una clase de partículas minerales de tamaño comprendido entre 0.02 y 0.002 mm. El limo está constituido por partículas de tamaño medio-fino, como el talco. Su composición química es semejante a la de la arena. Al igual que esta, el limo no tiene capacidad de agregación. Sus partículas no forman estructura. No sufren expansión ni contracción y su relación superficie/volumen es baja ($300 - 3000\text{m}^{-1}$). Su capacidad de intercambio catiónico es baja.

- c. La **arcilla** es la fracción más pequeña. Mientras que la arena y el limo provienen del fraccionamiento físico de la roca, la arcilla proviene de la alteración química del material original. Por lo tanto, se diferencia mineralógicamente de las anteriores fracciones por estar compuesta por minerales originados por la meteorización, que no se encuentran en las rocas sin meteorizar. Las partículas de arcilla tienen capacidad de agregación y no se comportan como granos individuales en el suelo. Su tamaño es inferior a $2\ \mu\text{m}$ y poseen unas propiedades físicas y químicas especiales. Su relación superficie/volumen es superior a $3000\ \text{m}^{-1}$.

La Tabla 5-1 muestra algunas de las clasificaciones texturales más usadas en la actualidad: la propuesta por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (Int. Soil Science Society, ISSS), la clasificación del Sistema Internacional (IS) y la empleada por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (United States Department of Agriculture, USDA).

Tabla 5-1. Clases texturales.

Sistema del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA)

<i>USDA</i>	\varnothing (μm)
Arena muy gruesa	2000 – 1000
Arena gruesa	1000 – 500
Arena media	500 – 250
Arena fina	250 – 100
Arena muy fina	100 – 50
Limo grueso	50 – 20
Limo fino	20 - 2
Arcilla	< 2

Sistema Internacional o de Atterburg

<i>Sistema Internacional</i>	\varnothing (μm)
Arena gruesa	2000 – 200
Arena fina	200 – 20
Limo	20 – 2
Arcilla	< 2

Sistema de la Asociación Internacional de la Ciencia del Suelo (ISSS)

<i>ISSS</i>	\varnothing (μm)
Arena gruesa	2000 – 200
Arena fina	200 - 50
Limo grueso	50 – 20
Limo fino	20 – 2
Arcilla	< 2

La grava y otros materiales de tamaño mayor que 2 mm no se consideran como parte del suelo a la hora de evaluar su textura u otros aspectos.

La textura se puede representar gráficamente mediante el diagrama textural (Figura 5-5). Un diagrama textural es un gráfico en forma de triángulo equilátero sobre cada uno de cuyos lados se representa el porcentaje de arena, limo y arcilla. De este modo es posible relacionar gráficamente diversas muestras de suelo.

Las partículas agrupadas en cada clase textural poseen características agronómicas semejantes.

Desde un punto de vista práctico, los suelos pueden agruparse en tres tipos distintos, según la clase textural predominante:

- 1) Suelos *pesados* (arcillosos).
- 2) Suelos *medios*.
- 3) Suelos *ligeros* (arenosos).

Por otro lado, los suelos que poseen una composición equilibrada de arena, limo y arcilla se conocen como suelos *francos* (una composición equilibrada no quiere decir un reparto equitativo entre las tres fracciones, tal y como se muestra en la Figura 5-5).

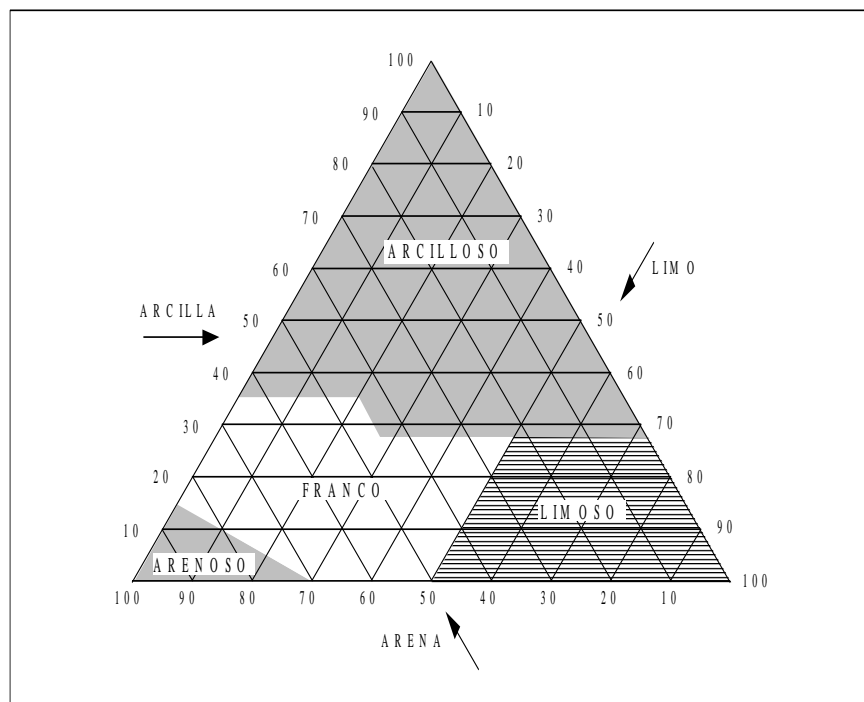


Figura 5-5. Triángulo de las texturas del suelo.

5.3 INFLUENCIA SOBRE LAS PROPIEDADES DEL SUELO

Desde el punto de vista genético, la textura del suelo es una consecuencia de la actuación de los factores formadores:

- 1) Cada tipo de litología tiende a originar un determinado tipo de clase textural que hereda el suelo en sus primeros estados de desarrollo.
- 2) El clima puede modificar la textura del suelo o de sus horizontes a través de los procesos de lavado y alteración química. De este modo, la meteorización intensa del suelo origina texturas arcillosas. En climas áridos, la textura del suelo es generalmente más gruesa.

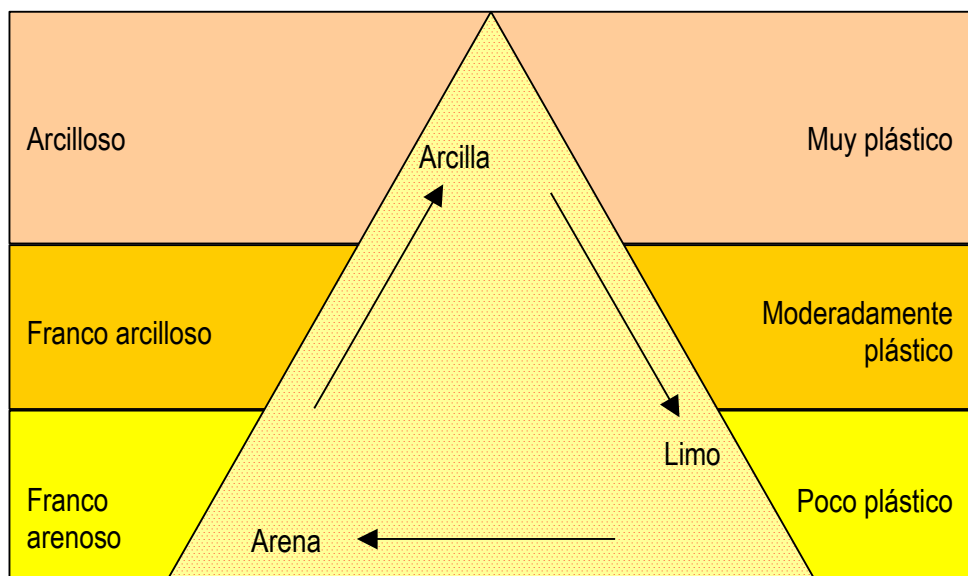


Figura 5-6. Influencia de la textura sobre la plasticidad del suelo.

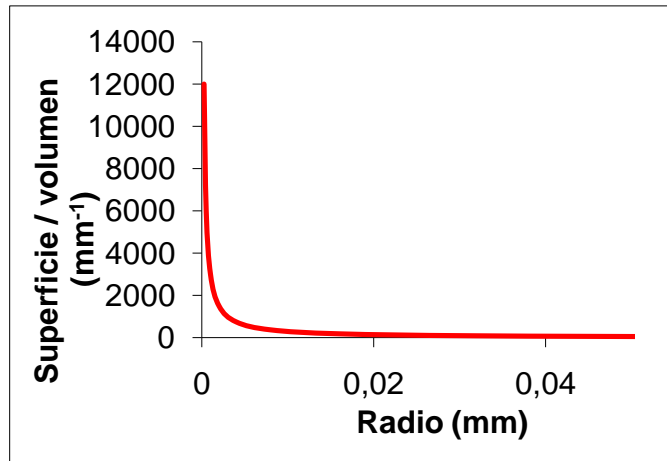


Figura 5-7. Relación entre la superficie específica de las partículas del suelo y su tamaño.

- 3) El relieve influye sobre el transporte de partículas de la superficie del suelo, favoreciendo el transporte de las partículas más finas. En la parte alta de las laderas, donde predominan los procesos de arrastre, el suelo va empobreciéndose progresivamente en partículas finas. Estas partículas finas, junto a otros componentes del suelo como la materia orgánica pueden depositarse en el valle, cuando la velocidad de la corriente superficial es más baja (Figura 5-8).
- 4) La edad del suelo condiciona también su textura, ya que a igualdad de condiciones, los suelos más antiguos han sufrido una mayor alteración química del material original y un lavado más intenso (Figura 5-9).

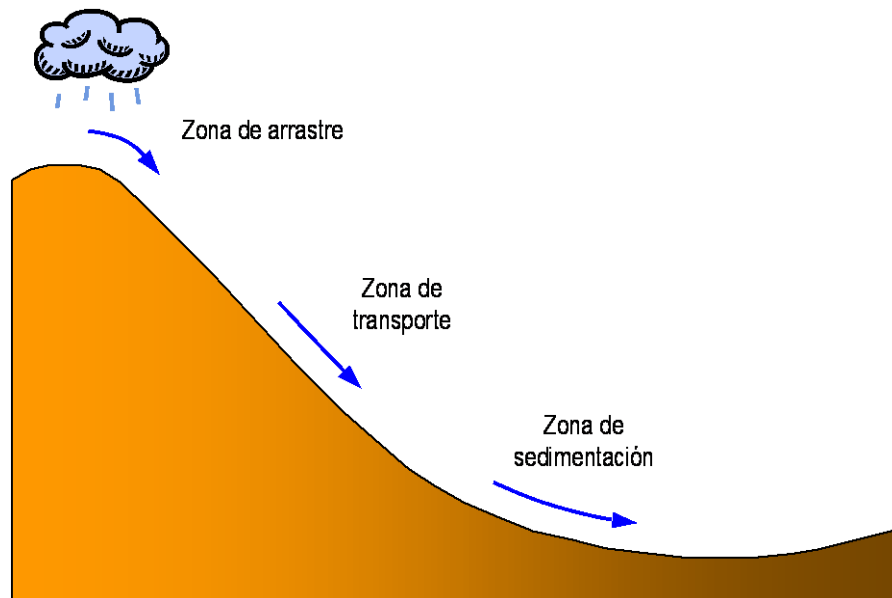


Figura 5-8. Influencia del relieve sobre los procesos de arrastre y sedimentación de partículas.

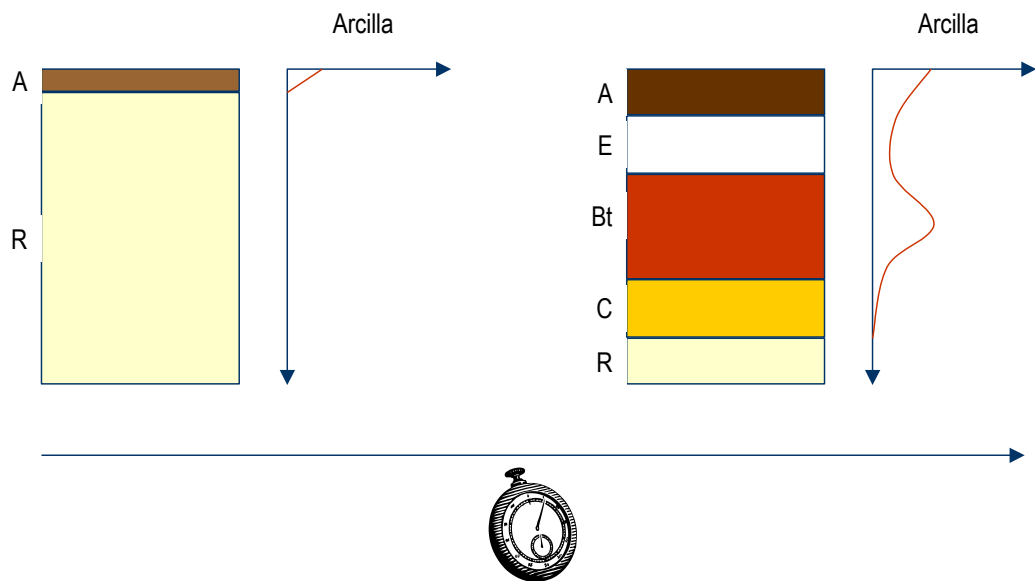


Figura 5-9. Influencia de la edad del suelo sobre la distribución de las partículas de arcilla en el suelo.

Por otra parte, la composición granulométrica del suelo condiciona la mayoría de las propiedades físicas y químicas del suelo. Desde el punto de vista físico, la textura condiciona la estructura, el color, la consistencia, la porosidad, el intercambio de fluidos (aireación y permeabilidad), el grado de hidromorfía y la retención de agua o los procesos de lavado. La importancia de la fracción granulométrica de la arcilla es considerable y compleja. Esta actividad es importante desde el punto de vista físico y químico. Arena y limo, sin embargo, constituyen clases texturales cuya importancia es fundamentalmente de tipo físico. Las partículas pertenecientes a las fracciones limo y arena constituyen el *esqueleto* del suelo.

De una manera general, la textura posee una elevada influencia sobre las siguientes propiedades del suelo:

- 1) Desde un punto de vista agronómico, la textura del suelo es extremadamente importante por sus consecuencias sobre los cultivos.
 - a. Los suelos **arenosos** poseen en general una buena fertilidad física y una mala fertilidad química.
 - i. Los suelos arenosos son inertes desde el punto de vista químico, carecen de propiedades coloidales y sus reservas de nutrientes son pobres.
 - ii. Por otra parte, en cuanto a sus propiedades físicas, el grado de desarrollo de la estructura es muy bajo, poseen un grado de aireación muy alto, muy alta permeabilidad y muy escasa retención de agua (baja capacidad de campo), lo que limita el desarrollo de la vegetación bajo climas secos. La aireación y la poca capacidad de retención de agua permiten un rápido calentamiento del suelo. La plasticidad de los suelos arenosos es muy baja.

- b. Los suelos **limosos** no son frecuentes, limitándose a zonas de acumulación aluvial.
 - i. Si la proporción de materia orgánica en el suelo es baja, la capacidad de intercambio catiónico del suelo y las reservas de nutrientes son poco importantes.
 - ii. El grado de desarrollo de la estructura es muy bajo, ya que los limos carecen de capacidad de agregación.
 - iii. El limo posee una cierta capacidad de retención de agua, superior a la de las arenas, pero de escasa importancia. Además, al ser partículas relativamente finas, pueden ser arrastradas por el agua y depositarse rellenando los poros, de forma que se disminuye la aireación y la permeabilidad.
- c. Por el contrario los suelos **arcillosos** son muy activos desde el punto de vista químico. Las propiedades químicas de la arcilla, como ya se ha discutido con anterioridad, vienen determinadas por su carácter coloidal y por su elevada superficie específica (Figura 5-7).
 - i. Las arcillas poseen capacidad de agregación entre sí, de modo que los suelos arcillosos poseen una estructura más desarrollada que en el caso de los suelos arenosos o limosos. En la agregación de las partículas de arcilla interviene también la materia orgánica, así como cationes presentes en la solución del suelo.
 - ii. Desde un punto de vista químico, las arcillas constituyen la principal fuente de intercambio catiónico de origen mineral, funcionan como reserva de nutrientes del suelo junto a la materia orgánica, y poseen una gran capacidad de regulación del pH.
 - iii. La arcilla puede retener una fina capa de moléculas de agua en su superficie, lo que eleva el punto de marchitez de los suelos arcillosos.
 - iv. Los suelos arcillosos presentan una elevada capacidad de retención de agua y están bien estructurados, pero su baja porosidad puede hacerlos impermeables y asfixiantes.
 - v. El material es muy plástico.
 - vi. Algunas arcillas (como las esmectitas) poseen capacidad de hinchamiento y contracción según el grado de humedad del suelo.
- d. En los suelos **francos** se favorece la formación de estructura, lo que favorece a su vez los procesos físicos, químicos y biológicos del suelo. La textura franca puede obtenerse mediante la adición de materia orgánica al suelo.

- 2) La textura condiciona la **erodibilidad** del suelo. Las partículas de arena son arrastradas por el viento y agua, las arenas finas son muy erosionables. Las arcillas se unen entre sí y se protegen, los limos no se unen y se erosionan más fácilmente.
- 3) El comportamiento de cada fracción es distinto en cuanto a su poder de amortiguación de la **contaminación** del suelo. Las arenas son muy inertes mientras que las arcillas tienen un alto poder de amortiguación, pueden fijar y transformar a los contaminantes y presenta por tanto una alta capacidad de autodepuración.

5.4 DETERMINACIÓN DE LA TEXTURA

A la hora de evaluar la textura del suelo es necesario tener en cuenta la distribución textural de los horizontes del perfil. No es lo mismo una textura similar en todo el perfil que la existencia de distintos horizontes con distintas texturas que incidan de manera particular en los procesos edáficos.

5.4.1 ENSAYO AL TACTO

El método de determinación de la textura mediante el ensayo al tacto plantea numerosas ventajas por su facilidad para llevarlo a cabo en campo o en laboratorio, así como por su rapidez. Sin embargo, es un método en el que se requiere experiencia práctica y que debe ser tenido en cuenta como complementario.

Los distintos métodos de ensayo al tacto se basan en el comportamiento del material edáfico en estado seco o en húmedo, y en su grado de plasticidad o adherencia. De esta forma es posible diferenciar de una forma más o menos precisa entre diferentes tipos de texturas.

Existen diversos métodos elaborados por varios autores. El método de Tames, modificado por Cobertera sigue los siguientes pasos:

- 1) Técnica operatoria.
 - a. En primer lugar, se humedecen con agua destilada unos 25-30 g de muestra tamizada a 2 mm, hasta alcanzar el punto de adherencia, haciendo una masa por compresión. El punto de adherencia es aquel en el que el contenido de agua permite que la masa no se adhiera a la mano y pueda realizarse un corte neto con un cuchillo.
 - b. Después se intentan formar filamentos de 3 mm de diámetro y unos 10 cm de longitud.
 - c. Si esto se consigue, se intentan doblar estos filamentos hasta formar anillos sin que se resquebrajen o se rompan.
 - d. Posteriormente, eliminando los granos de arena gruesa visibles, se forman filamentos de 1 mm de diámetro y 8 cm de longitud.
 - e. Si se consigue el paso anterior, se comprueba si se pueden doblar ambos sin resquebrajarse.

2) Interpretación. La Tabla 5-2 muestra la interpretación de los resultados.

Tabla 5-2. Interpretación de la textura al tacto.

Textura	Filamentos de 3 mm		Filamentos de 1 mm	
	Se puede hacer	Se puede doblar	Se puede hacer	Se puede doblar
Arenosa.	No	No	No	No
Areno-limosa	Sí	No	No	No
Limo-arenosa	Sí	Se resquebraja	No	No
Franca	Sí	No	Sí	No
Limo-arcillosa	Sí	Sí	Sí	No
Arcillosa	Sí	Sí	Sí	Sí

5.4.2 ANÁLISIS MECÁNICO

El análisis mecánico del suelo consiste en determinar la distribución de partículas del suelo según su tamaño. Existen diversas técnicas para determinar el porcentaje correspondiente a cada clase. La determinación de las fracciones más gruesas puede hacerse fácilmente por tamizado en húmedo. El análisis del contenido en partículas finas, sin embargo, es algo más complicado. Generalmente, se requiere la dispersión previa del suelo en agua utilizando un detergente. El detergente más habitual es el $\text{Na}_2(\text{Na}_4\text{P}_6\text{O}_{18})$ (hexametáfosfato sódico).

Estos métodos se basan en la distinta velocidad de sedimentación de las partículas del suelo según su tamaño, de acuerdo con la ley de Stokes:

$$mg = \rho \frac{4}{3} \pi r^2$$

donde m es el peso de la partícula, g es la aceleración de la gravedad, ρ es la densidad de las partículas y r su radio. Según esta ecuación, las fracciones más gruesas, como la arena, sedimentan rápidamente. Sin embargo, la arcilla puede tardar mucho tiempo en sedimentar.

Los métodos del densímetro de Bouyoucos (Bouyoucos, 1927) y de la pipeta (Baver, 1956) son los más utilizados en la actualidad para determinar las fracciones de limo o arcilla.

6 ESTRUCTURA DEL SUELO

6.1 INTRODUCCIÓN

Para Porta, la estructura es una propiedad típicamente edáfica, que, de presentarse, permite diferenciar un suelo de un material geológico. Su importancia hace que sea una propiedad morfológica de referencia en los estudios del suelo en campo.

Las partículas de origen orgánico y mineral que constituyen el suelo no se encuentran aisladas unas de otras, sino que forman agregados estructurales (también llamados peds). Blackmore y Miller (1961) ya observaron cómo la montmorillonita cálcica puede disponerse en grupos de cuatro o cinco partículas, en función de diversas características del suelo. A cada uno de estos grupos lo llamaron "tactóide".

El hecho de que las partículas de suelo no formen una masa continua y compacta, sino que se asocian de manera que conforman un espacio de poros intercomunicados hace posible el desarrollo de la vida en el suelo.

Este espacio hueco, formado por poros, canales, cámaras y fisuras es el que permite el movimiento de gases y líquidos en el suelo, ofreciendo un entorno favorable a la actividad de los microorganismos y facilitando el crecimiento radicular de las plantas.

Algunos autores consideran que, más que una propiedad, la estructura es un estado del suelo, ya que cuando está seco, se pone de manifiesto, pero si está húmedo, el suelo se vuelve masivo, sin grietas, y la estructura no se manifiesta.

La estructura, por lo tanto, puede definirse de manera simple como la disposición espacial de las partículas del suelo.

Según Porta, la **estructura** es el ordenamiento de los granos individuales en partículas secundarias o agregados y el espacio de huecos que llevan asociado, todo ello como resultado de interacciones físico-químicas entre las arcillas y los grupos funcionales de la materia orgánica.

Para Baver et al. (1973), la estructura del suelo implica un arreglo u ordenación de las partículas primarias (arena, limo y arcilla) y secundarias (agregados de partículas primarias) en ciertos modelos o patrones estructurales, lo que incluye también al espacio de poros asociado.

Según la definición aceptada por el USDA (1951), **estructura** es la agregación de partículas primarias de un suelo en partículas compuestas o grupos de partículas primarias separadas de los agregados adyacentes por superficies de debilidad.

De este modo, suelos que presenten valores semejantes de textura, pueden presentar propiedades físicas muy distintas, según el tipo de estructura que se halle presente.

6.2 GÉNESIS DE LA ESTRUCTURA

La estructura del suelo es el resultado de su composición granulométrica, la actividad biológica y una serie de condiciones físico-químicas que permiten la aglomeración de las partículas (Figura

6-1). El predominio de unos u otros procesos origina los distintos tipos de estructura. En la formación de la estructura es muy importante la acción de los coloides (arcilla y materia orgánica) y las sustancias cementantes del suelo (carbonatos, sesquióxidos, etc.), que forman recubrimientos alrededor de las partículas más gruesas, englobándolas en grupos. Si no hay una proporción de coloides o sustancias cementantes suficiente, las partículas del suelo permanecen dispersas.

El grado de desarrollo de la estructura y la coherencia de los agregados depende del tipo de partículas presentes y de las fuerzas de atracción y/o repulsión que tengan lugar. Esto puede dar lugar a empaquetamiento de partículas o a la formación de agregados.

El **empaquetamiento** es un proceso físico que tiene lugar entre partículas en las que las fuerzas de atracción / repulsión son despreciables por la ausencia de carga eléctrica, como ocurre entre los granos de arena. En los suelos arenosos pueden existir fuerzas de cohesión entre las partículas debido a la tensión superficial de la película de agua adsorbida en la superficie de los granos, lo que provoca una cierta capacidad de unión (Figura 6-2).



Figura 6-1. Génesis de la estructura.

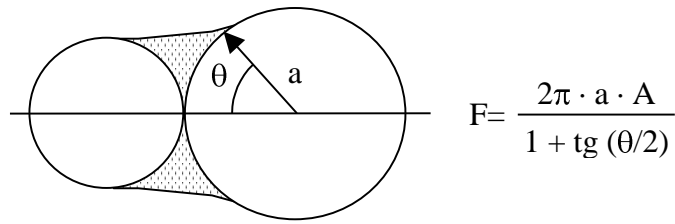


Figura 6-2. Fuerzas de cohesión entre partículas de arena. F = fuerza de unión entre partículas esféricas; a = radio de la partícula; A = tensión superficial; θ = ángulo de contacto.

Las fuerzas de unión por esta causa pueden explicar el menor riesgo de erosión eólica en suelos arenosos en estado húmedo que en estado seco.

La formación de **agregados** se inicia con la formación de unidades de fábrica o **microagregados**. La presencia de partículas cargadas eléctricamente permite explicar la interacción entre las partículas del suelo y el agua o entre las partículas minerales y los grupos funcionales de la materia orgánica humificada.

Las fuerzas de mayor importancia en la estabilización de los microagregados se deben a los enlaces entre las arcillas y otros componentes del suelo:

- 1) *EL CO₃CA ACTÚA COMO UN AGENTE ESTABILIZANTE. FAVORECE LA FLOCULACIÓN Y PRECIPITA FORMANDO NÓDULOS QUE INCLUYEN A OTRAS PARTÍCULAS.*
- 2) *LOS SESQUIÓXIDOS FORMAN RECUBRIMIENTOS SOBRE LAS ARCILLAS.*
- 3) *LOS GRUPOS FUNCIONALES DE LA MATERIA ORGÁNICA HUMIFICADA ESTABLECEN PUENTES DE HIDRÓGENO CON LAS ARCILLAS.*

Sin embargo, existe otro tipo de procesos que favorecen el desarrollo de los agregados, y tienen que ver con la actividad biológica:

- 1) *LA PENETRACIÓN DE LAS RAÍCES ENSANCHA HUECOS PREEXISTENTES Y DESECA EL SUELO.*
- 2) *LOS PRODUCTOS MUCILAGINOSOS SECRETADOS POR MICROORGANISMOS ENVUELVEN A LAS PARTÍCULAS DEL SUELO FORMANDO MICROAGREGADOS.*
- 3) *LAS LOMBRICES REMUEVEN EL SUELO, CONTRIBUYENDO A SU ESTRUCTURACIÓN, ABRIENDO CANALES Y FAVORECIENDO LA MEZCLA DE MATERIALES ORGÁNICOS Y MINERALES.*

6.3 ESTABILIDAD DE LA ESTRUCTURA

La estructura del suelo no es un parámetro estable, sino que puede variar en función de las condiciones climáticas, el manejo del suelo, los procesos edáficos, etc.

En general, las causas más importantes de la degradación de la estructura del suelo son las siguientes:

- 1) Expansión de las arcillas hinchables durante los períodos húmedos.
- 2) La lluvia, especialmente si es violenta y produce una dilución pasajera de los cationes que favorecen la floculación de los coloides.
- 3) La pérdida de materia orgánica.
- 4) La acidificación y/o descalcificación del suelo, que produce una desestabilización de los microagregados.

6.4 CLASIFICACIÓN DE LOS TIPOS DE ESTRUCTURA

De un modo simple, los tipos de estructura que existen en el suelo pueden clasificarse en función de la presencia de partículas coloidales en el suelo y su interacción con las partículas de fracciones más gruesas, tal y como se muestra en la Figura 6-3.

- 1) Si los coloides son escasos y predominan las fracciones más gruesas, sin capacidad de agregación, la estructura es particular de grano suelto.
- 2) Si la presencia de coloides es más elevada y se encuentran floculados, actúan como aglomerantes de las partículas más gruesas, formando grumos. En este tipo de estructura grumosa, los agregados son relativamente porosos, favoreciendo la aireación y la permeabilidad del suelo.
- 3) Si la presencia de partículas coloidales es muy importante, la estructura se vuelve asfixiante, debido a la disminución del volumen de poros, lo que disminuye la aireación y el drenaje. En la estación seca, la estructura se vuelve masiva y, si existen arcillas hinchables, aparecen grietas de retracción.

Sin embargo, desde un punto de vista morfológico, los agregados del suelo pueden clasificarse por su forma en varios grupos distintos.

Los tipos de agregados que pueden formar las partículas del suelo se muestran en la Figura 6-4.

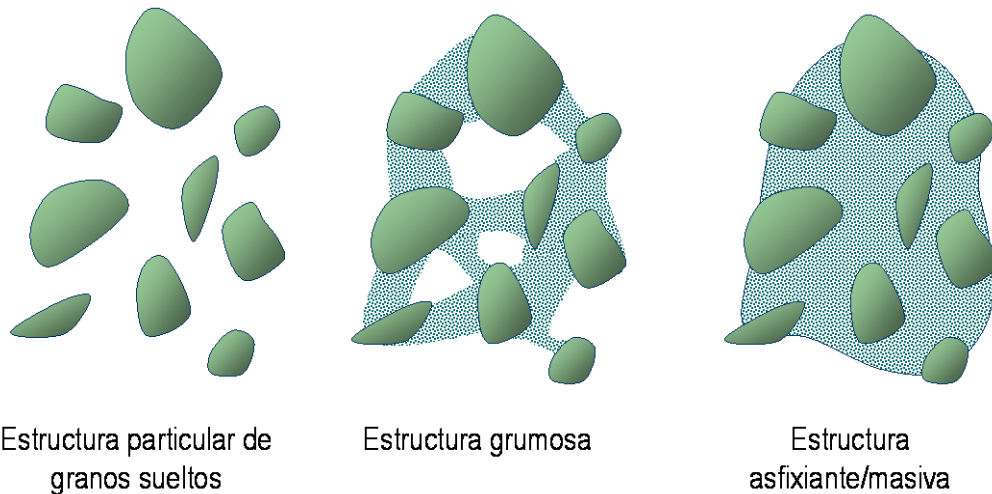


Figura 6-3. Influencia de la presencia de coloides sobre la estructura (a partir de Gandullo, 1994).

El grado de desarrollo de la estructura se describe según los siguientes criterios:

1) *SIN ESTRUCTURA.*

- A. *GRANOS DE ARENA SUELTOS, CON MUY Poca PRESENCIA DE PARTÍCULAS DE LAS FRACCIONES FINAS.*
- B. *EL SUELO FORMA UNA ESTRUCTURA CONTINUA, MACIZA. NO MUESTRA FISURAS O SUPERFICIES DE DEBILIDAD. LOS FRAGMENTOS SE ROMPEN SEGÚN LA DIRECCIÓN DE LA FUERZA QUE SE APLIQUE.*

2) *SUELO ESTRUCTURADO, FORMANDO AGREGADOS.*

- A. *GRADO DE DESARROLLO DÉBIL. LAS SUPERFICIES DE DEBILIDAD DE LOS AGREGADOS ESTÁN POCO DEFINIDAS. CUANDO SE SEPARAN LOS AGREGADOS SIGUIENDO ESTAS SUPERFICIES DE DEBILIDAD, CAE ABUNDANTE MATERIAL SUELTO.*
- B. *GRADO DE DESARROLLO MODERADO. LOS AGREGADOS ESTÁN BIEN DIFERENCIADOS Y POSEEN UNA DURACIÓN MODERADA.*
- C. *GRADO DE DESARROLLO FUERTE. LOS AGREGADOS ESTÁN SEPARADOS POR SUPERFICIES DE DEBILIDAD BIEN DEFINIDAS, DE MODO QUE CUANDO SE SEPARAN NO CAE MATERIAL SUELTO Y VUELVEN A ENCAJAR ENTRE SÍ PERFECTAMENTE. LOS AGREGADOS SON DURADEROS Y EL NIVEL DE ORGANIZACIÓN ES ELEVADO.*

	 <p style="text-align: center;">LAMINAR</p> <p>Característica de materiales depositados por el agua (como ocurre en llanuras de inundación). Está originada por el impacto de las gotas de lluvia sobre las costras superficiales. Impide la penetración de las raíces, así como el intercambio de aire entre suelo y atmósfera o la infiltración del agua.</p>	
	 <p style="text-align: center;">PRISMÁTICA</p> <p>Característica de horizontes enriquecidos en arcilla (Bt). Las superficies de debilidad coinciden con las grietas de retracción que se producen tras la desecación. Los agregados son muy duros y las raíces tienen una gran dificultad para penetrar en ellos.</p>	 <p style="text-align: center;">COLUMNAR</p> <p>Prismas con su parte superior redondeada. Es una estructura típica de horizontes arcillosos enriquecidos en sales (Bt_{na}), muy rara en España, salvo en zonas concretas.</p>
	 <p style="text-align: center;">POLIÉDRICA ANGULAR</p> <p>Agregados poliédricos, con superficies planas de aristas marcadas y con vértices patentes. Las caras del agregado se ajustan muy bien a las de agregados vecinos. Es una estructura típica de horizontes cámbicos (B_w).</p>	 <p style="text-align: center;">POLIÉDRICA SUBANGULAR</p> <p>Agregados poliédricos con superficies no muy planas, con aristas romas y sin vértices. Las caras del agregado se ajustan poco a las de los agregados vecinos. Es un tipo de estructura frecuente en horizontes A ócricos y horizontes cámbicos (B_w) o cálcicos de suelos áridos o semiáridos.</p>
		

	GRANULAR	MIGAJOSA
	Agregados poco porosos, con poros distribuidos no homogéneamente por su superficie, que no se ajustan a los agregados vecinos. Estructura propia de medios biológicamente activos, ricos en bases y con materia orgánica. Típica de horizontes superficiales.	Agregados porosos, con los poros distribuidos de manera homogénea por su superficie, que no se ajustan a los agregados vecinos. Es característica de horizontes ricos en materia orgánica bien humificada. Típica de horizontes superficiales.

Figura 6-4. Tipos de estructura según la forma de los agregados.

6.5 INTERPRETACIÓN PRÁCTICA

Tal y como lo define Porta, y desde un punto de vista agronómico, un suelo bien estructurado es aquel que al secarse se desmenuza fácilmente de forma espontánea, cuando está relativamente seco puede labrarse con facilidad, y cuando está húmedo no se adhiere a los aperos o herramientas.

La Tabla 6-1 muestra los efectos de la estructura en el suelo.

Tabla 6-1. Efectos de la estructura sobre las propiedades del suelo.

Propiedad afectada	Efectos positivos
Características de la superficie del suelo	<ul style="list-style-type: none"> • Una buena estructura evita el sellado del suelo y la posterior formación de costras superficiales. • Facilita la emergencia de las plántulas. • Facilita la infiltración del agua.
Infiltración de agua en el suelo	<p>El aumento de la infiltración:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Disminuye la escorrentía y, con ello, la erosión hídrica del suelo. • Aumenta las reservas de agua en el suelo.
Espacio poroso	<p>Un horizonte bien estructurado:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Permite una buena circulación de agua, aire y nutrientes. • Posee una conductividad hidráulica elevada. • Favorece el desarrollo y la actividad de los microorganismos aerobios.

	<ul style="list-style-type: none"> • Favorece la actividad de la fauna del suelo, lo que mejora la estructura. • Facilita la penetración de las raíces.
Compacidad	<p>La baja compacidad del suelo:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Favorece el laboreo. • Disminuye la densidad aparente. • Favorece el crecimiento de las raíces.
Riesgo de erosión	Un suelo bien estructurado es más resistente a la erosión que las partículas sueltas de arena, limo y arcilla y la materia orgánica.

6.6 MICROESTRUCTURA: DETERMINACIÓN Y APLICACIONES

La estructura puede observarse en el perfil de suelo abierto en el campo, aunque su estudio debe completarse con el estudio de la microestructura.

Por debajo de un determinado tamaño, fijado arbitrariamente entre 0.2 y 1 mm, se habla de microestructura. La elección del tamaño 0.2 mm como límite inferior se debe a que la porosidad desarrollada por agregados de tamaño menor es poco eficaz para el movimiento del agua.

Mediante el uso del microscopio petrográfico puede estudiarse la composición (fragmentos gruesos de tipo mineral y orgánico, material fino, poros) y organización (distribución, orientación, disposición) del material edáfico en una lámina delgada. La observación de la estructura a un nivel microscópico permite deducir los procesos que han tenido lugar durante la formación del suelo.

Según Duchaufour, los constituyentes del suelo a escala microscópica pueden ser clasificados de la siguiente manera:

- 1) *ESQUELETO: RESTOS MINERALES U ORGÁNICOS INDIVIDUALES POCO ALTERADOS. LAS PARTÍCULAS DEL ESQUELETO PUEDEN SER OBSERVADAS AISLADAMENTE DEL RESTO.*
- 2) *PLASMA: ES UN CONJUNTO DE ELEMENTOS FINOS, NO APRECIABLES DE MANERA INDIVIDUAL. SE TRATA DE CONSTITUYENTES MÓVILES, QUE CAMBIAN FÁCILMENTE DE FORMA Y COMPOSICIÓN, QUE SE PUEDEN REDEPOSITAR Y SON MUCHO MÁS ACTIVOS QUÍMICA Y FÍSICAMENTE. REFLEJAN MEJOR LOS PROCESOS FORMADORES, PUES SON MÁS SENSIBLES A LOS CAMBIOS.*
- 3) *INCLUSIONES, O RASGOS EDÁFICOS, DE FORMA Y ORIGEN VARIADO QUE PROPORCIONAN INFORMACIÓN SOBRE LOS PROCESOS FÍSICO-QUÍMICOS QUE TIENEN LUGAR EN EL SUELO.*
- 4) *POROS, DE DIVERSAS FORMAS Y TAMAÑOS.*

Para Brewer, el esqueleto está constituido por partículas mayores de 2 μm de diámetro, relativamente estables y diferenciables individualmente, mientras que el plasma está constituido por partículas de tamaño coloidal, menores de 2 μm . Aunque Brewer no incluyó los restos orgánicos en el esqueleto, hoy sí se hace. El plasma comprende partículas minerales y orgánicas, capaces de ser movilizadas, organizadas o concentradas por los procesos formadores.

En la Figura 6-5 se muestran diversas microfotografías de láminas delgadas donde se puede observar el proceso de alteración de la materia orgánica. En las dos primeras microfotografías (a y b) pueden observarse restos de materia orgánica poco transformada. En este caso es posible reconocer las estructuras originales de los vasos y otros componentes del tejido vegetal. En la tercera fotografía (c), se muestra un suelo en el que la materia orgánica está muy humificada. En este caso, la imagen observable en el microscopio petrográfico (d) no permite reconocer estructuras del tejido vivo, sino una masa amorfa correspondiente a la materia orgánica transformada.

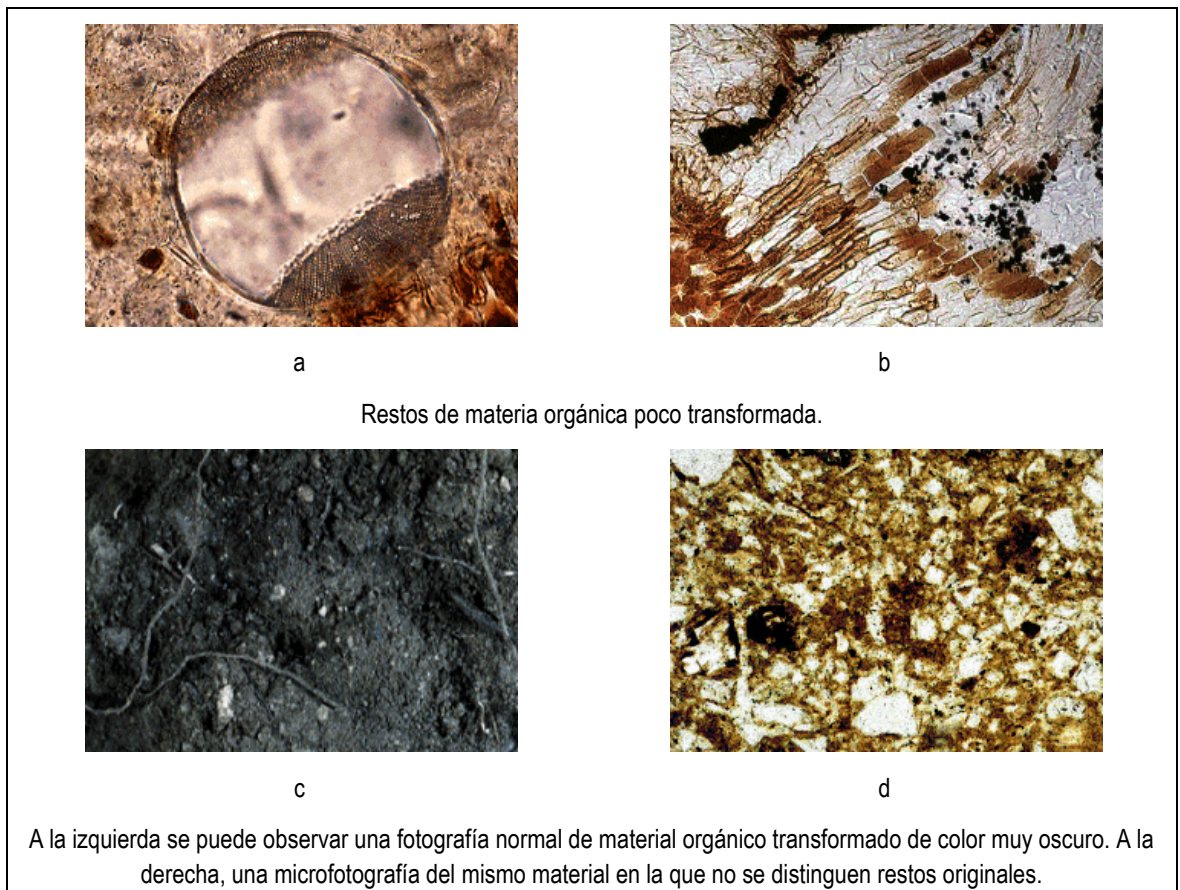
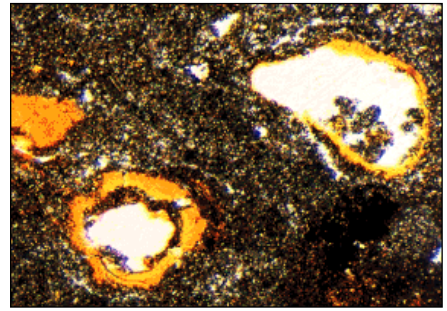
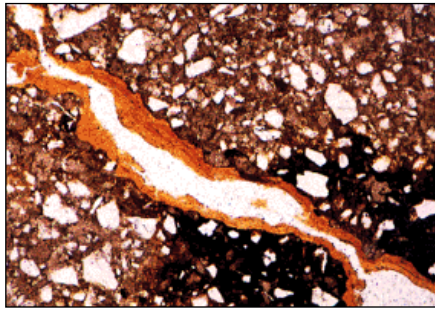
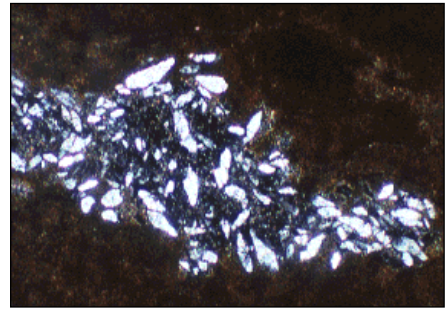
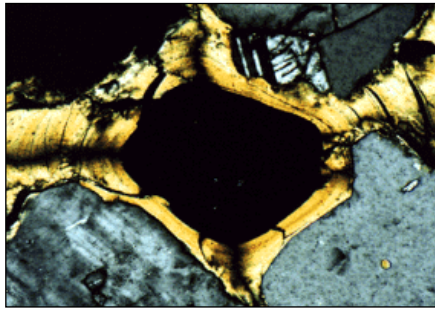


Figura 6-5. Microfotografías de material orgánico (<http://edafologia.ugr.es>).

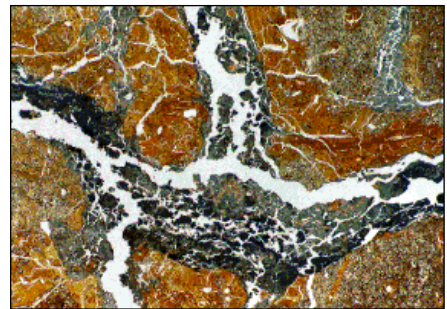
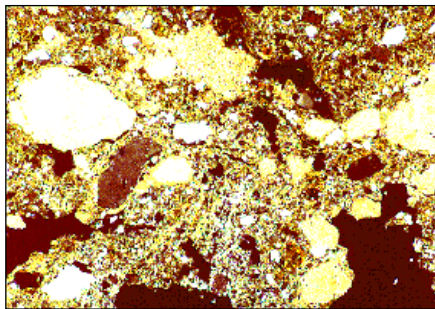


Deposición de arcilla sobre las paredes de los poros del suelo.



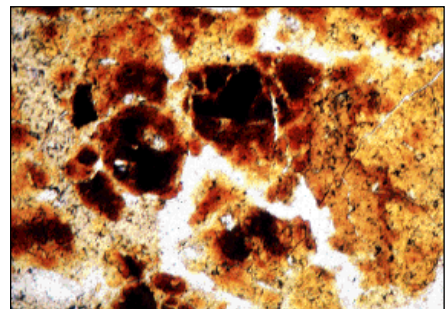
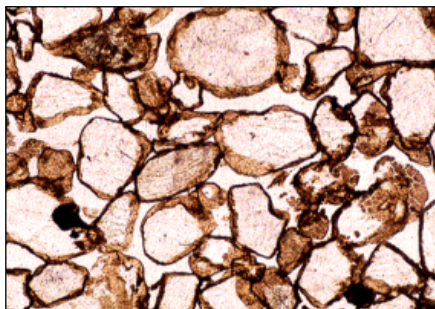
Arcilla depositada formando capas orientadas sobre las paredes de un poro.

Acumulación de cristales de yeso secundario rellenando los poros del suelo.



Acumulación de carbonato cálcico secundario en forma de nódulos.

Acumulación de carbonato cálcico secundario en las grietas entre agregados contiguos.



Acumulación de materia orgánica sobre las paredes de partículas minerales en un suelo podzolizado.

Nódulos de hierro (color oscuro) en un suelo hidromorfo.

Figura 6-6. Ejemplos de microfotografías (<http://edafologia.ugr.es>).

En la Figura 6-6 se muestran diversas microfotografías de láminas delgadas donde se aprecia la actuación de diversos procesos edáficos, como la iluviación de arcilla, acumulaciones de yesos o carbonatos de calcio en forma de nódulos y pseudomicelios, materia orgánica movilizada en suelos ácidos y nódulos de hidróxidos de hierro como resultado de los procesos de encharcamiento en un suelo hidromorfo.

7 CONSISTENCIA DEL SUELO

7.1 INTRODUCCIÓN

Un agregado seco de arcilla es normalmente duro y resistente a la fractura. Sin embargo, a medida que se agrega agua y el contenido en humedad del agregado aumenta, su resistencia a la rotura se reduce. Conforme aumenta la humedad de la arcilla, en vez de fracturarse, tiende a formar una masa compacta que cuando se comprime se vuelve maleable y plástica; si se agrega mas agua aún, tiende a adherirse a las manos y a las herramientas.

La consistencia del suelo puede definirse como la resistencia que éste opone a la deformación o ruptura. La consistencia depende de las fuerzas de cohesión que tienen lugar entre las partículas del suelo, y está relacionada con la estructura, la textura, la humedad o la cantidad y la naturaleza de los coloides del suelo (arcilla y materia orgánica). La consistencia expresa el estado físico de un suelo según su contenido en humedad.

En estado seco, el suelo se comporta como un sólido. Cuando se añade agua al suelo, éste puede sufrir un proceso de expansión. Conforme aumenta el contenido en agua, el suelo pasa a estado semisólido, plástico y, finalmente, líquido.

De esta manera, dependiendo de la humedad, la arcilla puede presentar diferentes estados de consistencia, tal como se muestra en la Figura 7-1. Si se parte del estado de saturación, en una fase inicial, un incremento de la cantidad de agua no se traduce en un incremento de volumen, de modo que éste permanece constante. Pasado el límite de expansión (W_s), el estado de la masa de arcilla pasa a semisólido. El límite de expansión se define como el contenido de agua por debajo del cual el incremento de volumen deja de ser proporcional a la variación del contenido de agua. En este momento la arcilla es friable, se desmenuza fácilmente. Además, un incremento en la cantidad de agua añadida produce un incremento en el volumen de la masa de arcilla. Si prosigue la adición de agua, llega un momento en que la arcilla se vuelve plástica. El contenido en agua en este punto es el límite plástico (W_p). Si se sigue añadiendo agua hasta llegar a un cierto punto (límite líquido, W_l), llega un momento en que la masa de arcilla adquiere el estado líquido, y el incremento de volumen no se detiene. En este punto, el contenido de humedad es tan alto que la cohesión decrece y la masa de suelo fluye por acción de la gravedad.

Los límites de plasticidad inferior (W_p) y superior (W_l), conocidos también como límites de Atterberg, definen el índice de plasticidad del suelo ($W_l - W_p$). Por lo general, los límites de plasticidad superior e inferior aumentan con el contenido de arcilla y de materia orgánica.

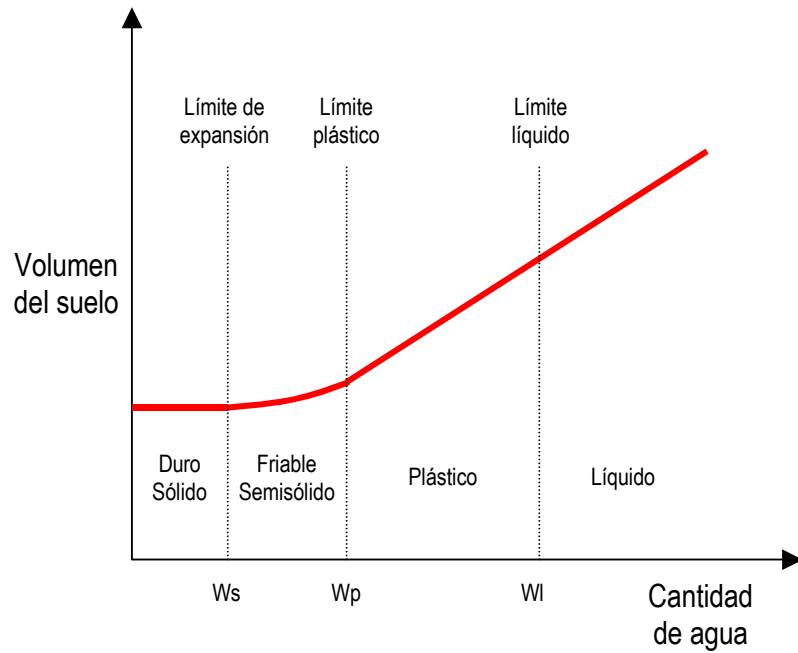


Figura 7-1. Expansión de la arcilla según su contenido en agua.

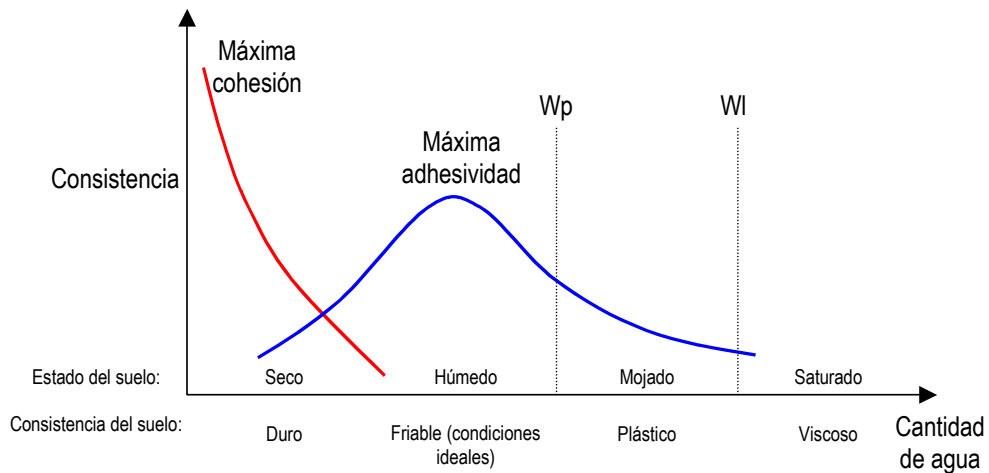


Figura 7-2. Variación de la cohesión y la adhesividad en función del contenido en agua.

En general, las uniones entre partículas de arena o limo son muy débiles. En cambio, las fuerzas de cohesión entre las partículas de arcilla pueden ser extremadamente fuertes. De esta manera, la textura condiciona en gran medida la consistencia de los suelos.

La adhesividad se debe a la tensión superficial que se existe entre las partículas de suelo en estado húmedo. Sin embargo, cuando el contenido de agua aumenta, excesivamente, la adhesión tiende a disminuir.

7.2 APRECIACIÓN Y DETERMINACIÓN DE LA CONSISTENCIA DEL SUELO

Debido a la relación que existe entre la consistencia del suelo y el contenido de agua, la consistencia se determina considerando tres posibles estados del suelo: seco (contenido en humedad por debajo del punto de marchites permanente), húmedo y mojado (contenido en humedad por encima de la capacidad de campo). En cada uno de estos estados, el suelo presenta distintas propiedades (Figura 7-2).

De esta manera, la consistencia del suelo se evalúa de la siguiente manera:

1. Estado seco:
 - a. Suelto. La masa de suelo se deshace sin aplicar presión. No existen agregados en el suelo y las partículas del mismo no están unidas entre sí. El suelo está muy bien aireado y es muy penetrable, pero las raíces tienen poco contacto y la retención de agua es muy débil. El suelo es muy fácil de labrar.
 - b. Ligeramente duro. Los agregados de suelo se deshacen al aplicar una ligera presión entre pulgar e índice. El suelo está bien aireado, es fácil de penetrar y ofrece buen contacto a las raíces. La retención de agua es, en general, buena y se labra bien aunque es conveniente que presente un cierto nivel de humedad para que no se destruyan los agregados.
 - c. Duro. Es necesario aplicar fuerte presión con pulgar e índice para romper el agregado. La aireación es escasa y las raíces penetran con mucha dificultad en los agregados y suelen crecer a través de las fisuras entre agregados contiguos. Retiene gran cantidad de agua aunque el drenaje puede resultar escaso. Hay que labrarlo con esmero por su propensión a formar "suelas de labor".
 - d. Muy duro. Es necesario utilizar las manos para romper los agregados.
 - e. Extremadamente duro. Es necesario utilizar herramientas para romper los agregados.
2. Estado húmedo:
 - a. Suelto. Las propiedades del suelo son análogas a las descritas en el punto 1.a.
 - b. Friable. La masa de suelo se deshace bajo presión, pero vuelve a unirse fácilmente. El suelo se desmenuza con cierta facilidad. En seco suele ser blando o ligeramente duro y su comportamiento es el equivalente a ellos. Se labra muy bien y proporciona un buen contacto del suelo con las semillas y con las raíces de las plantas.
 - c. Firme. Es necesario aplicar cierta presión para deformar la masa de suelo. En seco suele ser duro o muy duro y con un comportamiento semejante. Puede ser muy proclive a la formación de suelas de labor, por ello es necesario cultivarlo con un tempero adecuado.

- d. Extremadamente firme. Es necesario aplicar una gran presión para deformar la masa de suelo. Esto suele ser debido a la presencia de arcillas o agentes cementantes de tipo químico, como pueden ser los carbonatos, óxidos de hierro u otros semejantes.
3. Estado mojado. En estado mojado se comprueban la adhesividad y la plasticidad de la masa de suelo.
- a. Adhesividad:
 - i. No adherente. La masa de suelo no se adhiere a la mano.
 - ii. Ligeramente adherente. La masa de suelo tiende a adherirse a los dedos pulgar e índice.
 - iii. Adhesivo. La masa de suelo se adhiere fuertemente a las manos y a las herramientas.
 - b. Plasticidad:
 - i. No plástico. El material no permite formar un cordón.
 - ii. Ligeramente plástico. Se puede formar un cordón, pero se deforma fácilmente.
 - iii. Plástico. Se necesita aplicar cierta presión para deformar el cordón.

7.3 INTERPRETACIÓN PRÁCTICA Y RELACIÓN CON EL TRABAJO AGRÍCOLA

La consistencia es una propiedad que puede utilizarse para determinar el momento oportuno de realizar la labranza y para estimar el contenido en humedad del suelo mediante el tacto.

Un suelo friable tiene la consistencia óptima desde el punto de vista agronómico, pero esta propiedad se puede modificar por el humedecimiento o secado del suelo. La mayoría de los suelos francos, con un contenido adecuado de materia orgánica, poseen una consistencia friable. De cualquier manera, el manejo adecuado de los suelos con cualquier textura puede mantener en buenas condiciones la capa arable. Así, una consistencia demasiado firme o suelta puede corregirse mediante el aporte de materia orgánica al suelo.

Además, la consistencia del suelo permite elegir el manejo adecuado cuando se deban realizar movimientos de tierras con cualquier fin, así como predecir el riesgo de movimientos en masa por deslizamiento del suelo.

8 COLOR Y TEMPERATURA DEL SUELO

8.1 EL COLOR DEL SUELO

El color del suelo es una propiedad física que permite inferir características importantes del suelo, como su composición mineralógica, su edad o los procesos edáficos que tienen lugar, como la rubefacción, la acumulación de carbonatos, la presencia de materia orgánica humificada, etc.

Del mismo modo, permite diferenciar entre distintos tipos de horizontes de un mismo perfil o entre perfiles de distintos suelos.

8.1.1 RELACIÓN ENTRE EL COLOR Y OTRAS PROPIEDADES DEL SUELO

A continuación (Tabla 8-1) se enumeran algunos de los principales colores del suelo y su relación con otros factores.

De esta manera, en los suelos templados de nuestras latitudes predomina de manera general el color pardo: las sustancias resultantes de la descomposición de la materia orgánica se oxidan y adquieren una coloración oscura; por otra parte, algunas de estas sustancias pueden combinarse con sustancias minerales presentes en el suelo, procedentes de la mineralización de la materia orgánica (como nitrógeno, fósforo o hierro) o de la alteración química de la arcilla (como los óxidos de hierro, solubles). Esto permite, por ejemplo, la utilización del color como parámetro de la transformación antrópica del suelo, y establecer qué suelos son más idóneos para su conservación o qué suelos u horizontes de suelo pueden utilizarse para la regeneración en caso de que sea necesario.

Tabla 8-1. Colores del suelo.

Color	Propiedades del suelo
Oscuro o negro.	<p>Normalmente se debe a la presencia de materia orgánica, de forma que cuanto más oscuro es el horizonte superficial más contenido en materia orgánica se le supone. Es característico de horizontes A y, en ocasiones, de horizontes Bh.</p> <p>Si el color oscuro se restringe a nódulos y películas se le atribuye a los compuestos de hierro y, sobre todo, de manganeso.</p>
Claro o blanco.	<p>Normalmente se debe a los carbonatos de calcio y magnesio o al yeso u otras sales más solubles.</p> <p>Los carbonatos pueden presentarse con distintos patrones, de manera continua o discontinua: en forma de nódulos, películas sobre los agregados o pseudomicelios. Las sales como el ClNa pueden acumularse también formando una costra superficial. La acumulación de carbonatos o sales más solubles puede deberse a la presencia de estas sustancias en el material original o a la aridez del clima.</p> <p>En los horizontes eluviales (E), el color claro es consecuencia del lavado de las arenas (constituidas fundamentalmente por cuarzo).</p>
Pardo amarillento.	<p>Se debe a la presencia de óxidos de hierro hidratados, FeO(OH) (goethita), y unidos a la arcilla y a la materia orgánica.</p>
Color rojo.	<p>El color rojo aparece en el suelo como consecuencia de la alteración de minerales de arcilla, por lo que se presenta habitualmente en los horizontes Bw o Bt. Se debe a la liberación de óxidos férricos como la hematita (Fe₂O₃). Este proceso se ve favorecido en climas cálidos con estaciones de intensa y larga sequía, como el clima mediterráneo.</p> <p>El color rojo indica un buen drenaje del suelo, lo que permite la existencia de condiciones oxidantes para formar los óxidos.</p>
Gris y abigarrados.	<p>Se debe a la presencia de compuestos ferrosos y férricos. Estos colores son característicos de los suelos pseudogley con condiciones alternantes de reducción y oxidación.</p> <p>El abigarrado o veteado se presenta como grupos de manchas de colores rojos, amarillos y grises. Esta propiedad aparece en suelos que se encharcan durante un período del año.</p> <p>En ocasiones, puede deberse a la actividad de raíces de plantas que viven en condiciones de encharcamiento.</p>
Gris y/o verdoso azulado	<p>Se debe a la presencia de compuestos como el Fe(OH)₂, arcillas saturadas con Fe²⁺. Son característicos de suelos que sufren una intensa hidromorfía.</p>

	Normalmente indica una falta de oxígeno en el suelo, bien por encharcamiento, bien por una baja porosidad.
Violeta	Indica la presencia de determinados minerales, como el yeso.

Los suelos agrícolas suelen presentar un color poco influenciado por la materia orgánica, ya que la aportación de residuos es mucho menor que en el caso de los suelos forestales. De esta manera, la distinción entre horizontes orgánicos y minerales es mucho más débil, debiendo apoyarse en otras propiedades como la textura o la estructura.

8.1.2 DETERMINACIÓN DEL COLOR DEL SUELO

La determinación del color se realiza de manera visual mediante el sistema Munsell. El color de una muestra de suelo se compara con muestras de color estándar, de manera que pueden identificarse tres parámetros:

1. Matiz. La notación del matiz (H, del inglés *hue*) de un color indica su posición relativa en una escala de 100 matices de color distintos. La notación está basada en 10 clases principales: rojo (5R), rojo amarillento (5YR), amarillo (5Y), amarillo verdoso (5GY), verde (5G), verde azulado (5BG), azul (5B), azul purpúreo (5PB), púrpura (5P) y púrpura rojizo (5RP).
2. Brillo. La notación del brillo (V, del inglés *value*) indica la luminosidad u oscuridad de un color en relación con una escala neutra de grises, que va desde el negro absoluto (0/) hasta el blanco absoluto (10/).
3. Intensidad. La notación de la intensidad (C, del inglés *chroma*) indica el grado de alejamiento de un determinado matiz de color respecto a un gris neutral (5/) con el mismo brillo. La escala de la intensidad va desde /0 (gris neutro) hasta /10, /12, /14 o más, dependiendo de la muestra que se evalúe.

La notación del color se realiza a partir de estos códigos, del siguiente modo: H V/C. En la Figura 8-1 se muestra un ejemplo de una de las fichas de colores Munsell. El color de la ficha situada en tercer lugar desde la izquierda, y en la segunda fila desde arriba, se codificaría como 5G 8/4.

Figura 8-1. Ejemplo de ficha de colores Munsell correspondiente al verde (5G).

8.2 TEMPERATURA DEL SUELO

La temperatura del suelo es un factor de gran importancia para el agricultor. La temperatura es una propiedad que posee un efecto muy importante sobre los organismos y sobre los procesos de alteración química de la fracción mineral del suelo. Cada especie cultivada posee un rango propio de aptitud para la germinación de la semilla, por ejemplo.

La mayor parte de la energía calorífica que recibe el suelo procede de la energía solar. En un clima templado, y por término medio, se estima que el suelo recibe $144 \text{ calorías} \cdot \text{día}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$. Obviamente, este valor varía con la latitud, la época del año, la nubosidad, la orientación de la ladera y la cubierta vegetal.

8.2.1 ABSORCIÓN DE ENERGÍA CALORÍFICA POR LOS SUELOS

La temperatura del suelo depende del balance de energía térmica absorbida, emitida y reflejada (Figura 8-2). Por lo tanto, la capacidad del suelo para elevar su temperatura dependerá de una serie de variables intrínsecas (color, humedad, calor específico, drenaje, renovación de la atmósfera del suelo, etc.) y extrínsecas (humedad atmosférica, nubosidad, partículas en suspensión en la atmósfera, precipitación, viento, relieve, vegetación, etc.). De manera más detallada, los principales factores que influyen sobre la absorción de energía solar por el suelo, son los siguientes:

1. El ángulo de incidencia de los rayos solares. La temperatura alcanzada es mayor cuando los rayos inciden de manera perpendicular al suelo. Este factor varía con la latitud (la temperatura alcanzada es mayor en el ecuador y disminuye cuando nos acercamos a los polos; Figura 8-3), la estación (los rayos solares en nuestras latitudes llegan con mayor

inclinación en invierno que en verano; Figura 8-4) y el momento del día (la máxima perpendicularidad se alcanza al mediodía; Figura 8-5). También como consecuencia de la orientación del sol, en nuestra latitud, las laderas orientadas al sur reciben más insolación que las orientadas al norte.

2. Las nubes atenúan la intensidad de la radiación solar (Figura 8-2-a). Sin embargo, pueden emitir radiación infrarroja, lo que es perceptible durante la noche. La nubosidad minimiza la oscilación térmica entre el día y la noche.
3. Los suelos de color oscuro absorben mayor cantidad de energía térmica que los de color claro.
4. La humedad del suelo puede regular la temperatura, ya que el agua es un conductor del calor más rápido que la tierra, pero posee una gran inercia térmica. Por esta razón, los suelos más húmedos se calientan y enfrían más lentamente que un suelo seco. Por otra parte, la evaporación contribuye al mantenimiento de una temperatura más fresca (Figura 8-6).
5. La conductividad térmica del aire es muy baja. Por esta razón, los horizontes superficiales, si están bien aireados, difunden mal el calor hacia los horizontes inferiores, de modo que el suelo se calienta y enfría más rápidamente que un suelo poco poroso.
6. La vegetación y los restos de hojarasca (la capa de residuos vegetales del suelo se denomina frecuentemente como *mulch*) proporcionan una sombra que reduce el calentamiento del suelo durante el día (Figura 8-2-b). Además, pueden actuar como un aislante que evita la pérdida de energía térmica durante la noche. En nuestras latitudes, la superficie de los suelos desprovistos de vegetación puede alcanzar los 40°C en verano, con lo que se detiene la actividad biológica y se frenan los procesos edafogénicos.
7. En climas fríos, la capa de nieve durante el período invernal puede ayudar a mantener la energía térmica del suelo, funcionando como un aislante (Figura 8-2-c).

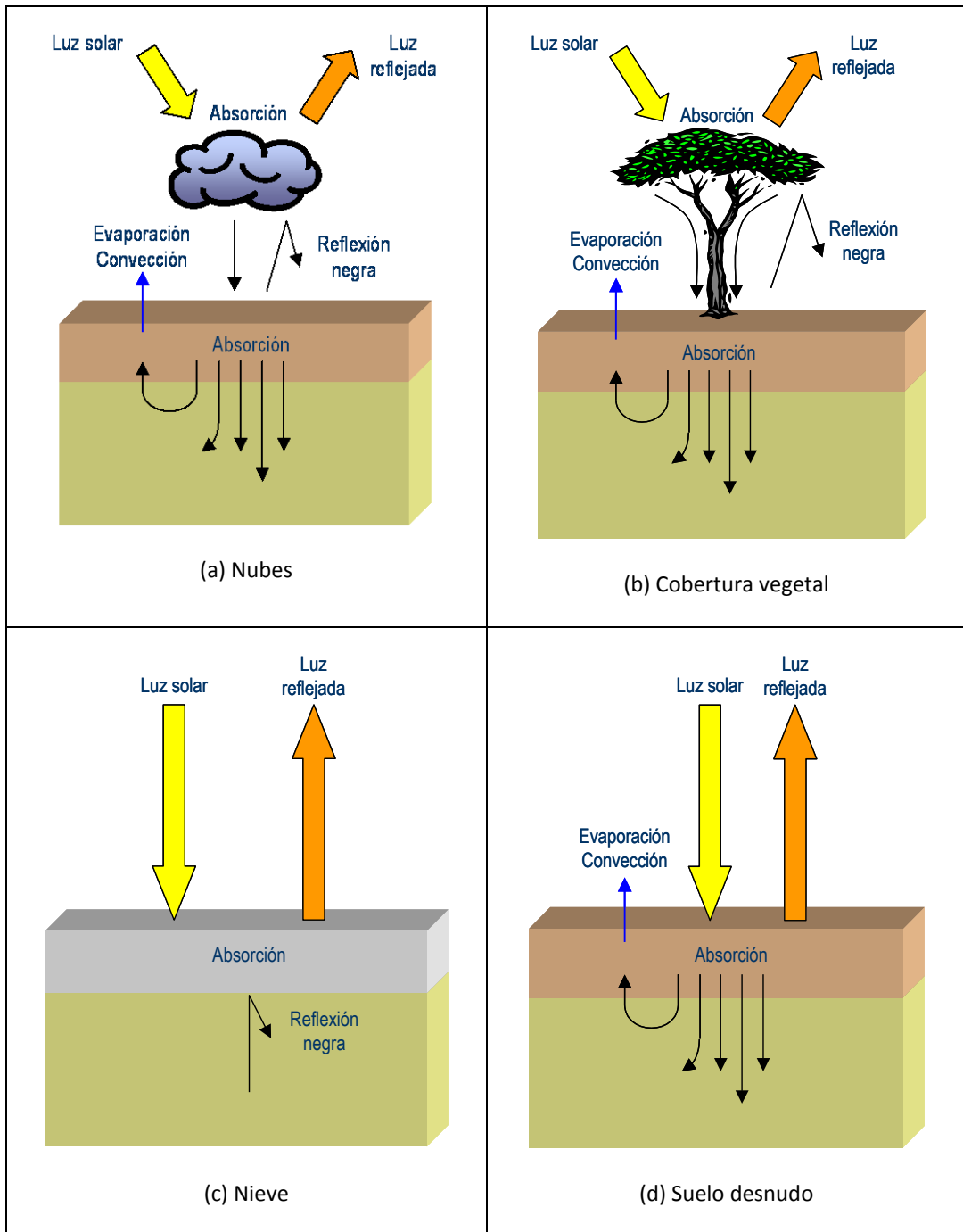


Figura 8-2. Utilización de la radiación solar (a partir de Fitzpatrick, 1980).

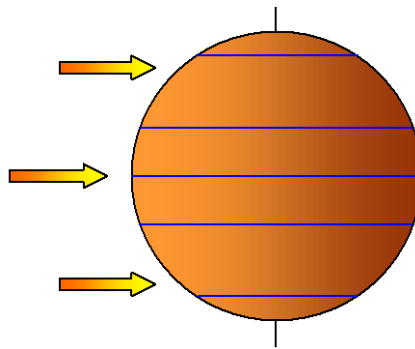


Figura 8-3. Variación de la incidencia de los rayos solares en función de la latitud cuando inciden perpendicularmente sobre el ecuador.

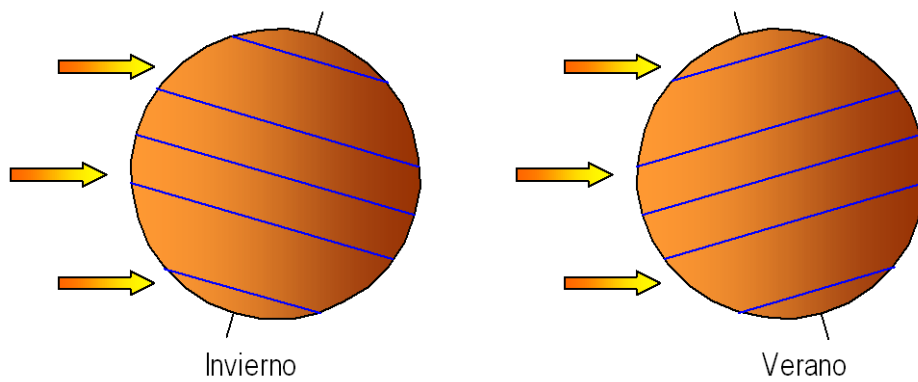


Figura 8-4. Variación anual de la inclinación de los rayos solares.

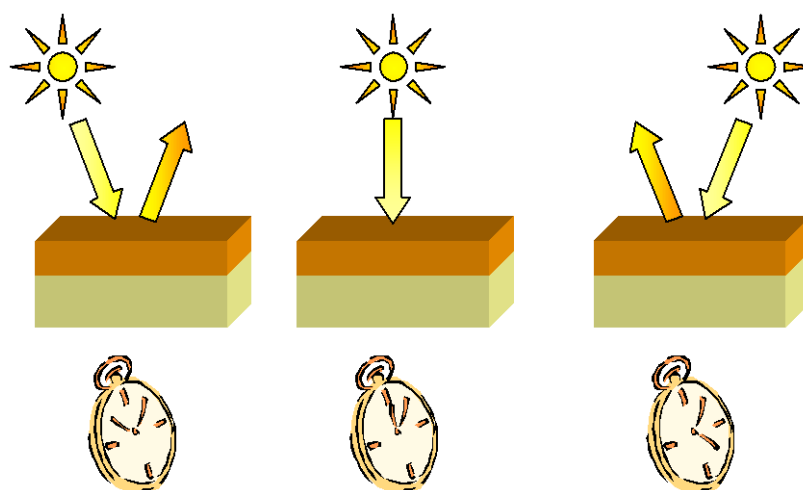


Figura 8-5. Variación diurna de la inclinación de los rayos solares.

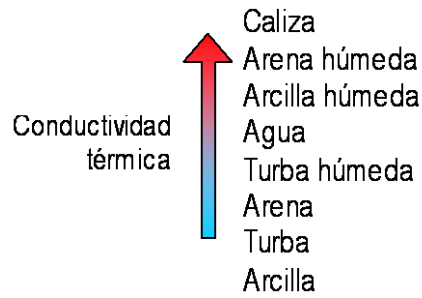


Figura 8-6. Conductividad térmica de diversos materiales.

8.2.2 VARIACIONES DE LA TEMPERATURA DEL SUELO Y SUS CONSECUENCIAS

La temperatura del suelo está directamente relacionada con la temperatura del aire de las capas próximas al suelo. La temperatura del suelo, como la del aire, está sometida a cambios estacionales y diarios. Estas oscilaciones se van amortiguando hacia los horizontes profundos. La distribución de la temperatura con la profundidad constituye el perfil térmico.

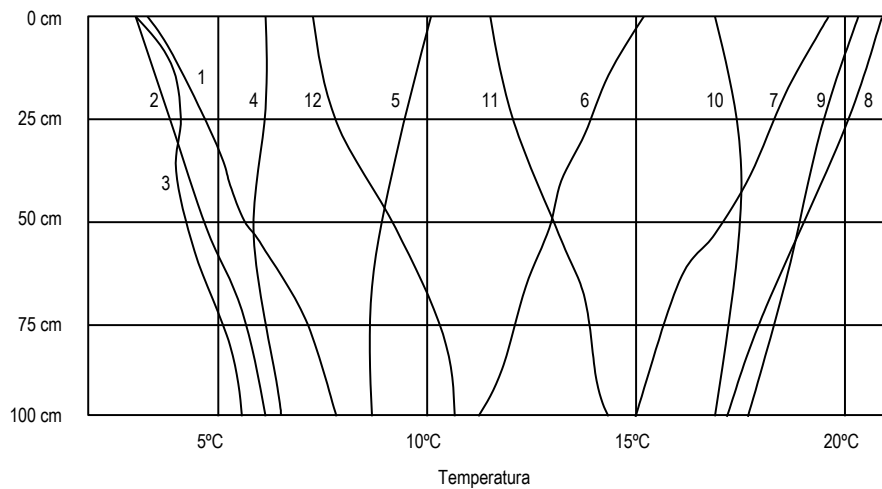


Figura 8-7. Variación mensual de la temperatura del suelo en relación con la profundidad del perfil.

La temperatura del suelo es una medida de la que se dispone de muy pocos datos. Se acepta que la temperatura del suelo a 50 centímetros de profundidad es equivalente a la del aire atmosférico más 1 grado centígrado. Sin embargo, en la superficie, la variación de temperatura es mucho más amplia. En la Figura 8-7 se muestra la variación térmica del suelo en relación con la profundidad durante cada mes del año en un suelo bajo un clima con una estación fría y una estación seca. La variación de la temperatura media en la superficie tiene un rango de variación de unos 20°C, mientras que a 100 cm de profundidad es sólo de unos 10°C. En la Figura 8-8 se

muestra la variación de la temperatura a lo largo del día. La temperatura media posee un rango de variación muy amplio en el primer centímetro desde la superficie. Sin embargo, la variación se va reduciendo conforme aumenta la profundidad. De esta manera, a 90 cm de la superficie, la temperatura prácticamente no varía entre el día y la noche. Como se puede apreciar, a unos 10 cm de profundidad, las temperaturas máximas y mínimas se alcanzan con un cierto retraso respecto a la superficie. A 20 cm de profundidad, este retraso puede ser de 6 horas. La temperatura del suelo aumenta progresivamente desde poco después de la salida del sol hasta el atardecer, cuando el calor que pierde o refleja el suelo es mayor que el que recibe. Después de la puesta del sol, el suelo continúa perdiendo calor hasta que de nuevo empieza a calentarse, una o dos horas después del amanecer.

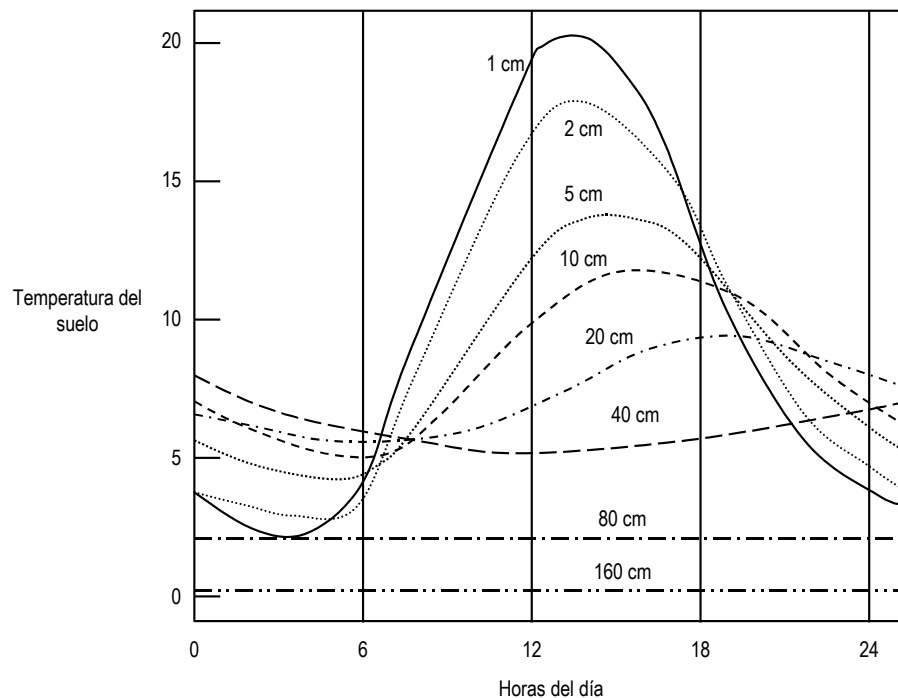


Figura 8-8. Variación de la temperatura del suelo durante el día a distintas profundidades.

8.2.3 EFECTOS DE LA TEMPERATURA DEL SUELO SOBRE EL CRECIMIENTO VEGETAL

Desde el punto de vista agronómico, la temperatura del suelo influye de manera muy grande sobre las plantas, afectando principalmente a:

1. El desarrollo radicular.

2. La absorción de agua y nutrientes por parte de las raíces.
3. La germinación de las semillas.
4. Los procesos de respiración de las raíces (Figura 8-9).
5. Los brotes de las yemas.

Cada uno de estos procesos está situado en un determinado rango de temperaturas, y posee una temperatura óptima. Fuera de este rango, el proceso se detiene.

Por otra parte, la temperatura modifica las condiciones del medio y la velocidad a la que actúan determinados procesos, de modo que también afecta a las plantas de manera indirecta influyendo sobre:

1. La velocidad de difusión de los gases. La velocidad de difusión de los gases se incrementa de manera proporcional al aumento de temperatura, lo que influye sobre el intercambio gaseoso que realizan las raíces y, probablemente sobre la germinación de las semillas.
2. La actividad microbiana y enzimática en el suelo. La velocidad de las reacciones bioquímicas varía dentro de un rango de temperaturas limitado por la velocidad de difusión y la actividad de las proteínas.
3. La solubilidad de determinados compuestos minerales, limitada a baja temperatura.
4. La alteración química de las arcillas, que aumenta proporcionalmente al incremento de la temperatura.
5. La estructura del suelo, como resultado de algunos de los procesos anteriores.

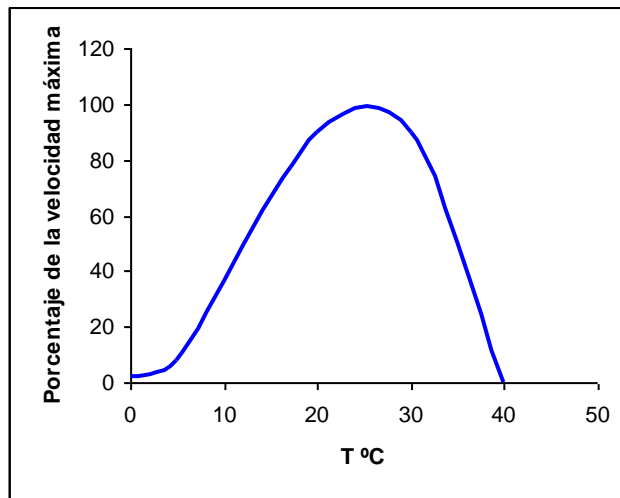


Figura 8-9. Rango de temperatura de los procesos fisiológicos en la raíz. La velocidad de los procesos fisiológicos es muy lenta a temperaturas inferiores a 5°C. El valor óptimo se alcanza en torno a 20°C. A partir de 30°C la velocidad disminuye y cesa prácticamente a 40°C.

8.2.4 MANEJO DE LA TEMPERATURA DEL SUELO CON FINES AGRÍCOLAS

Debido a que, como se ha visto, la temperatura influye de manera directa e indirecta sobre el cultivo, la necesidad de obtener máximos rendimientos hace necesario en ocasiones la modificación artificial de la temperatura del suelo mediante su manejo. Sin embargo, es necesario considerar el equilibrio entre el rendimiento buscado y los costes.

Por lo tanto, la elección del momento de la siembra debe hacerse de acuerdo con las condiciones climáticas más favorables a los requerimientos del cultivo. En el caso de los cultivos perennes, la fecha de siembra puede estar determinada por otros factores.

Algunas de las formas en que se puede modificar artificialmente la temperatura del suelo son las siguientes:

1. El uso de determinados materiales (acolchados) sobre la superficie del suelo, lo que constituye uno de los medios más eficaces. Algunos de los acolchados más empleados son los residuos de la cosecha, gravas, plásticos, paja, serrín, corteza de árboles o estiércol. La cantidad o el tipo de material óptimo dependen de cada cultivo y tipo de suelo.
2. La labranza del suelo puede contribuir a la obtención de una temperatura óptima, pues modifica la dinámica de los gases y el agua en el suelo.
3. El arreglo de las plantas, lo que puede contribuir a incrementar la cantidad de radiación solar que recibe el suelo.

9 FASE GASEOSA DEL SUELO

9.1 LA FASE GASEOSA DEL SUELO

La fase gaseosa se localiza en los poros del suelo, junta a la fase líquida. La proporción de volumen ocupado por las fases gaseosa y líquida en un suelo determinado varía en función de las condiciones ambientales, de modo que el contenido de los poros varía según la época del año o el momento del día. Como promedio, la fase gaseosa ocupa aproximadamente un 25 % del volumen del suelo. Una proporción inferior al 10 % se considera perjudicial.

La atmósfera del suelo permite la respiración de los organismos del suelo y de las raíces de las plantas. También ejerce un papel de primer orden en los procesos de oxido-reducción que tienen lugar en el suelo.

9.2 COMPOSICIÓN DE LA FASE GASEOSA

La composición de la fase gaseosa del suelo es similar a la de la atmósfera, pero es mucho más variable (Tabla 9-1). En los períodos de mayor actividad biológica (primavera y otoño), la actividad respiratoria de los seres vivos incrementa la proporción de CO₂ y disminuye la proporción de O₂. Esto ocasiona la principal diferencia cuantitativa entre la composición de la atmósfera terrestre y la del suelo. El oxígeno es esencial para los procesos aerobios que tienen lugar en el suelo. Por esta razón es importante mantener los suelos cultivados con un buen nivel de aireación. El nitrógeno se encuentra en una elevada proporción en la fase gaseosa del suelo. Sin embargo, no puede ser asimilado directamente por las plantas.

Tabla 9-1. Composición de la atmósfera y la fase gaseosa del suelo.

Componente	Atmósfera	Fase gaseosa del suelo
O ₂	21 %	10 – 20 %
N ₂	78 %	78 – 80 %
CO ₂	0.03 %	0.2 – 3 %
H ₂ O	Variable	En saturación

La concentración de oxígeno y dióxido de carbono varía dependiendo de la época del año, el clima, el tipo de cultivo, la actividad de los microorganismos y el manejo de los residuos de la cosecha, entre otros factores (Figura 9-1).

La importancia cuantitativa de la respiración de los organismos en la composición de la atmósfera del suelo se pone de manifiesto por las diferencias estacionales que se observan en el contenido de dióxido de carbono, cuyos máximos corresponden a los periodos de máxima actividad. Estas diferencias son aún mayores en los suelos cultivados pues el efecto de la respiración radicular es más intenso.

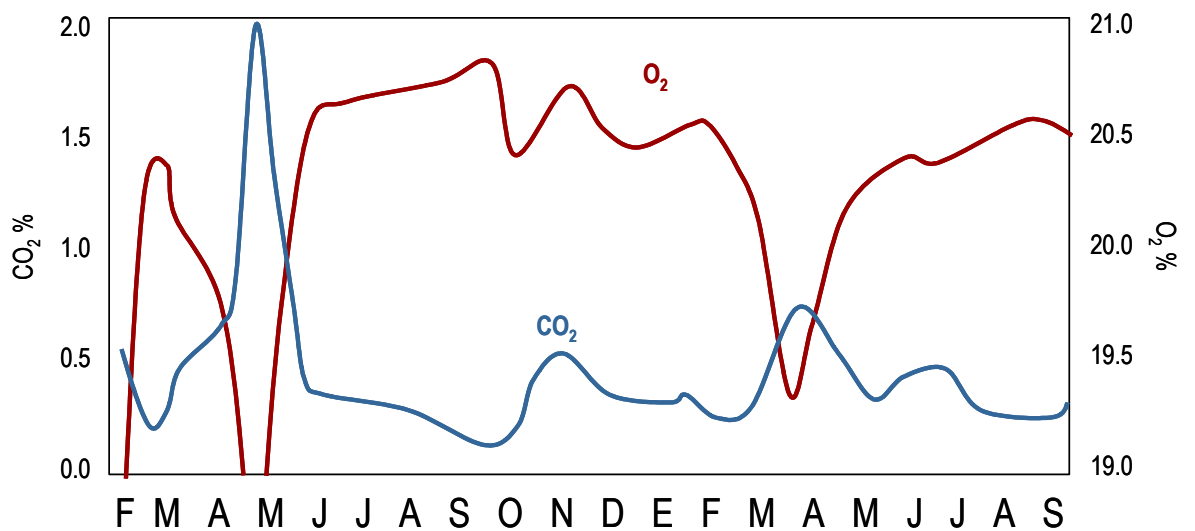


Figura 9-1. Variación de la concentración de O₂ y CO₂ en el suelo.

Asimismo, la concentración de oxígeno en el suelo influye sobre la absorción de nutrientes y agua en las plantas, como se pone de manifiesto en la Figura 9-2:

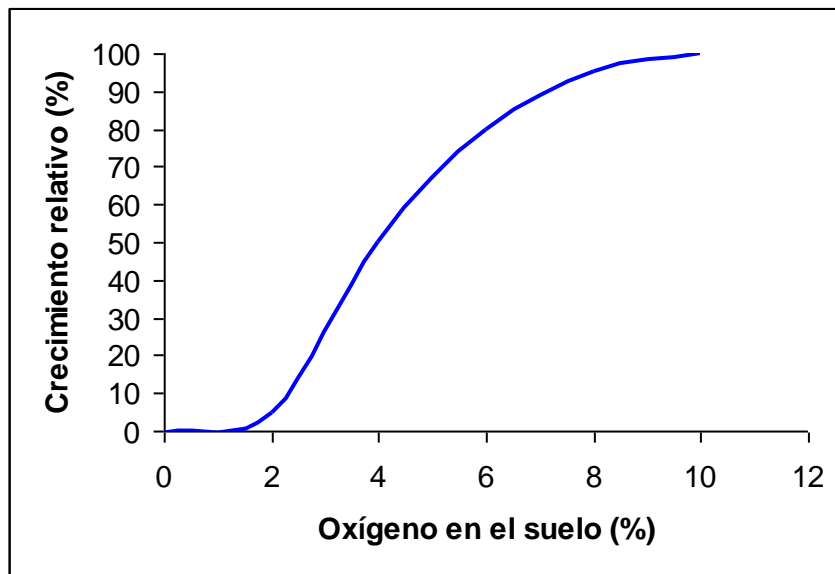


Figura 9-2. Relación entre el crecimiento relativo de hongos de manzana (longitud máxima dividida entre la longitud alcanzada) y la proporción de oxígeno en el aire del suelo.

9.3 POROSIDAD DEL SUELO

La textura y la estructura del suelo condicionan la porosidad. Ya se ha citado la importancia de la porosidad del suelo en la regulación de la aireación y la dinámica del agua en el suelo.

El volumen de poros del suelo puede expresarse como un porcentaje del volumen total de huecos.

A su vez, este espacio puede dividirse en dos compartimentos:

1. Capacidad de campo. Es la máxima cantidad de agua que un suelo puede retener en contra de la fuerza de la gravedad. Este valor depende, obviamente del número, tamaño, distribución y forma de los poros.
2. Capacidad de aire. Es el volumen total de aire que existe en el suelo cuando la humedad coincide con la capacidad de campo. La capacidad de aire en los suelos arenosos se sitúa en torno al 30% del volumen poroso. En los suelos arcillosos, sin embargo, puede llegar a representar tan sólo el 5%, lo que resulta insuficiente para la mayoría de los cultivos.

El valor de estos dos parámetros nos proporciona información sobre el estado de la estructura en un momento dado y sobre las propiedades físicas que condicionan el comportamiento de las plantas.

La porosidad está relacionada con dos parámetros característicos:

1. La densidad real. Es la densidad de la fase sólida del suelo. Este valor es prácticamente constante en la mayoría de los suelos, y oscila en torno a 2,65 g/cc. La posible variación de la densidad real del suelo se debe normalmente a la variación de la cantidad de materia orgánica en el suelo.

- La densidad aparente (Figura 9-3). Es la densidad del suelo seco en su conjunto (fase sólida + fase gaseosa). La densidad aparente oscila entre 1 g/cc (suelos bien estructurados) y 1,8 g/cc (suelos compactados).

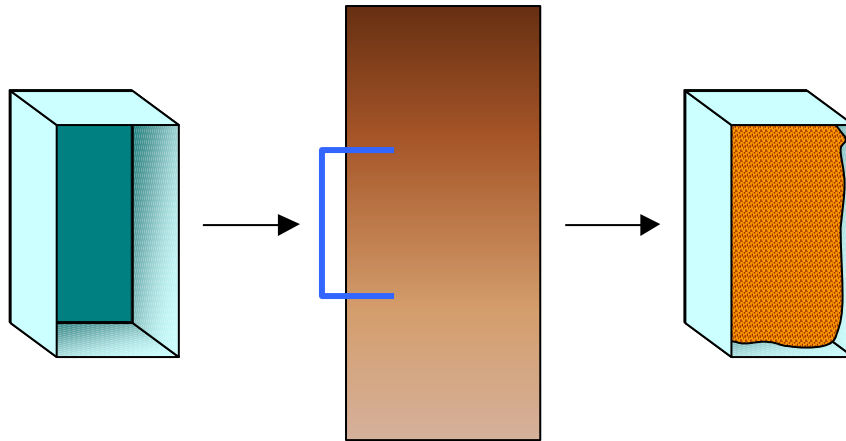


Figura 9-3. La densidad aparente se calcula a partir de una muestra de suelo inalterada, tomada con una caja de Kubiena, cuyo volumen se conoce.

Un aumento en el valor de la densidad aparente se debe a la disminución del espacio poroso. De manera indirecta, un incremento de la densidad aparente puede ocasionar una mayor conductividad térmica y una menor facilidad de penetración de las raíces en el suelo. La densidad aparente del suelo puede disminuir por diversas causas:

- Por una reducción en el contenido de materia orgánica del suelo.
- Por la degradación de la estructura.
- Por aplicación de una fuerza que reduzca el espacio poroso. Normalmente, la utilización de maquinaria pesada en las labores de campo puede originar lo que se conoce como suela de labor, una capa compactada en profundidad que interrumpe el paso de fluidos y que se comporta como una barrera impenetrable para las raíces.

9.3.1 CÁLCULO DE LA POROSIDAD

La porosidad del suelo puede calcularse, por lo tanto, a partir de la densidad real y aparente del suelo de la siguiente manera:

$$P = \left(1 - \frac{Da}{Dr}\right) \times 100$$

donde P es la porosidad expresada en porcentaje, Dr es la densidad real y Da es la densidad aparente.

Según esto, la capacidad de agua (CA) puede obtenerse a partir de la capacidad de campo del suelo (CC) y la densidad aparente:

$$CA = CC \times Da$$

La capacidad de aire del suelo puede calcularse como la diferencia entre la porosidad total y la capacidad de agua del suelo.

La Figura 9-4 muestra la relación aproximada entre la porosidad de un suelo limoso y su densidad aparente.

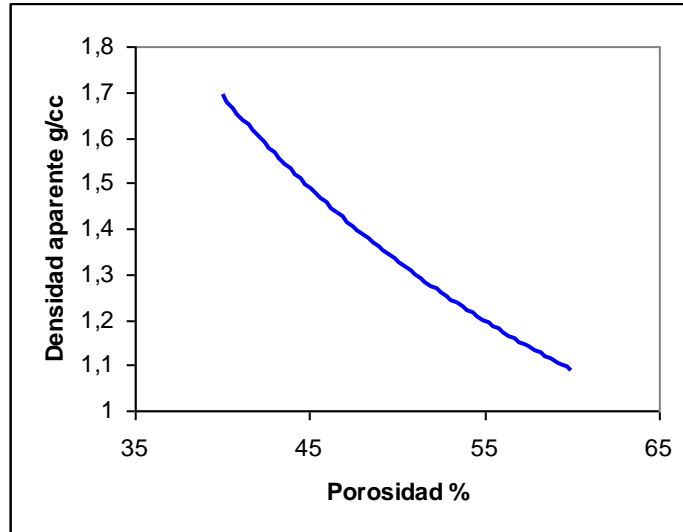


Figura 9-4. Relación entre la porosidad y la densidad aparente en un suelo limoso.

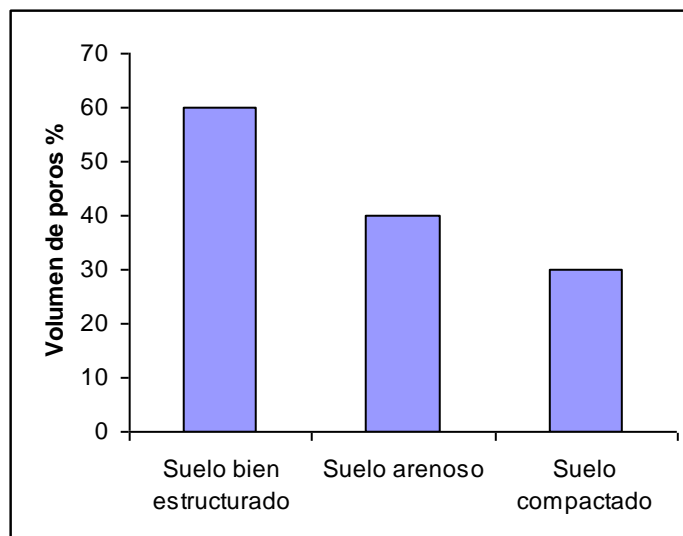


Figura 9-5. Porosidad aproximada de distintos tipos de suelo.

La porosidad del suelo varía según el grado de desarrollo y el tipo de estructura que posee. Normalmente, los suelos mejor estructurados, con un contenido apreciable de arcilla y materia orgánica poseen una porosidad en torno al 60 %. Los suelos compactados por presión o cementados poseen valores muy bajos de porosidad. La Figura 9-5 muestra la porosidad aproximada de distintos tipos de suelo.

9.3.2 CLASIFICACIÓN DE LOS POROS DEL SUELO

Los poros del suelo son diversos en cuanto a su tamaño, forma y orientación. En los suelos arcillosos, los poros son pequeños y estrechos, mientras que en los suelos arenosos, los poros son grandes y forman canales más o menos continuos. A pesar de todo lo visto anteriormente, la aireación y la dinámica del agua en el suelo no están reguladas simplemente por el espacio poroso. Un suelo con un volumen de poros del 60 %, por ejemplo, puede estar mal aireado. La razón de este fenómeno es el tamaño de los poros, más que su volumen total. Los poros del suelo pueden clasificarse según su tamaño. De esta manera, podemos encontrar los siguientes tipos:

Tabla 9-2. Clasificación y propiedades de los poros del suelo en función de su tamaño.

Diámetro de poro	Tipo	Propiedades
> 30 μm	Macroporos	Permiten el movimiento libre de fluidos. El agua de lluvia se pierde por gravedad fácilmente y no puede ser aprovechada por las plantas.
30 – 10 μm	Mesoporos	Retienen el agua que pueden utilizar las plantas (agua útil).
10 – 0,2 μm	Microporos	Retienen el agua con mucha fuerza, de manera que no puede ser utilizada por las plantas.

En los suelos arenosos, por ejemplo, la aireación es fácil, debido a que los poros tienen tamaño suficiente para permitir el drenaje del agua en exceso. En los suelos arcillosos, con poros más pequeños, la aireación es menor, pero la retención de agua disponible para las plantas es mayor. Por otro lado, el tamaño de los poros es también importante para el crecimiento radicular de las plantas, de manera que en suelos compactados la facilidad de penetración de las raíces es muy baja.

La importancia agrícola de la porosidad del suelo es muy grande, y está relacionada íntimamente con otras propiedades del suelo que influyen sobre su fertilidad física: textura, estructura, humedad, etc.

En general, los suelos con una estructura de tipo granular o migajosa, de textura franca, poseen una porosidad total elevada (en torno al 65 %). Los suelos francos son los que proporcionan una mejor aireación y una mayor reserva de agua en el suelo. Los suelos compactos, por el contrario, no ofrecen una buena fertilidad física.

En cuanto a la textura, los suelos arenosos poseen una elevada proporción de macroporosidad, con lo que se consigue una buena aireación, pero una mala capacidad de campo. Los suelos limosos poseen una porosidad baja (en torno al 40 %), lo que ocasiona una mala aireación, aunque la cantidad de agua útil es buena. Sin embargo, en el caso de los suelos de textura arcillosa, la porosidad total puede ser elevada (60 %), pero con una baja proporción de macroporos. Esto ocasiona una falta de aireación. Aunque la capacidad de campo sea elevada, la mayor parte del agua retenida está confinada en los microporos, lo que impide la absorción de agua por las plantas.

9.3.3 DIAGRAMAS DE POROSIDAD

Los diagramas de porosidad permiten representar la distribución volumétrica en profundidad de la fase sólida, la capacidad de aire, el agua útil y el agua higroscópica (ligada a la superficie de los componentes de la fase sólida y no utilizable por las plantas). La interpretación de esos diagramas permite conocer las posibilidades de circulación de la fase gaseosa por los poros más gruesos.

La Figura 9-6 muestra los diagramas de porosidad de tres perfiles de suelo distintos. En el primer caso (*a*), en que el suelo es muy evolucionado y tiene una textura areno-limosa, la capacidad de aire es elevada y el contenido de agua útil es bajo en todos los horizontes. En el caso *b*, un suelo con perfil A1-A2-Bt1-Btg2, que ha sufrido un fuerte lavado de arcilla y encharcamiento temporal en profundidad, la aireación es buena hasta los 70 cm desde la superficie, donde se sitúa la zona de encharcamiento que origina procesos de pseudogleyización (hidromorfía). En este punto en que el horizonte es rico en arcilla la porosidad total desciende por debajo del 40% y los macroporos desaparecen, con lo que la capacidad de aire llega al 0%. En el caso *c*, en que el material es arcilloso, los horizontes superficiales están bien aireados, en contraste con los más profundos; en este caso la porosidad total es elevada, pero está formada principalmente por microporos, lo que reduce la capacidad de aire y eleva el contenido de agua fuertemente ligada a la fase sólida y no utilizable por las plantas.

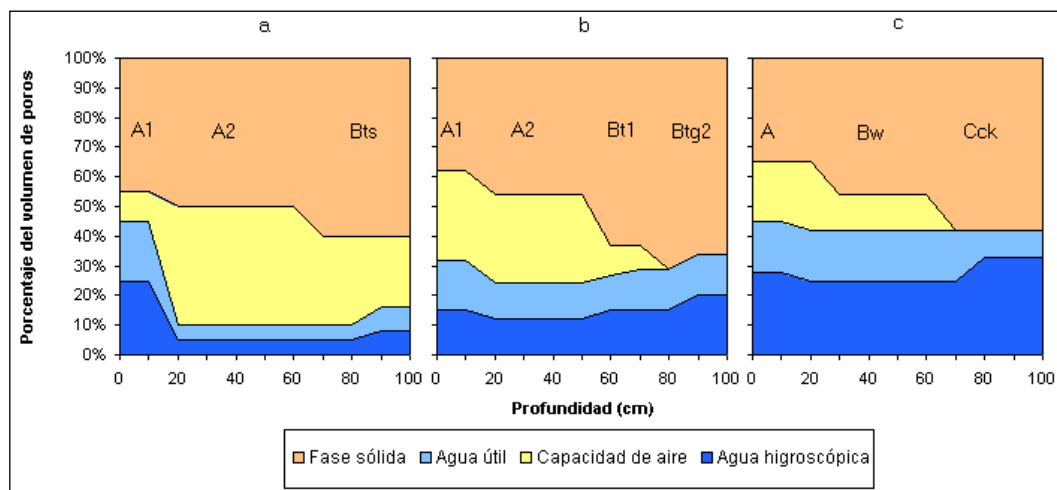
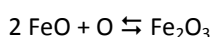


Figura 9-6. Diagrama de porosidad de tres tipos de suelo: a, suelo podzólico sobre arenas y limos; b, suelo pardo lavado con encharcamiento temporal; c, suelo pardo calizo sobre margas.

9.4 POTENCIAL DE ÓXIDO-REDUCCIÓN DEL SUELO (EH)

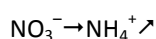
Las condiciones de oxidación del suelo son de gran importancia en cuanto a la alteración química de la materia orgánica y mineral, los procesos de formación del suelo y la actividad biológica. En los horizontes superiores, como se ha visto, la proporción de oxígeno en la fase gaseosa está en torno al 20%, sólo algo menos que en la atmósfera. Sin embargo, en los horizontes inferiores este valor puede ser mucho menor. Además, mientras que la proporción de CO_2 en los horizontes superiores puede llegar hasta el 3% si la actividad respiratoria es intensa, en los horizontes inferiores peor estructurados, este valor puede llegar al 5%. En condiciones de este tipo, la actividad respiratoria de las raíces más profundas requiere otras fuentes de oxígeno.

El potencial de óxido-reducción (potencial redox) es el potencial eléctrico que resulta del transporte de electrones entre un *dador* y un *aceptor*. En una reacción redox, la sustancia oxidante actúa cediendo oxígeno o incorporando electrones, mientras que la sustancia reductora incorpora oxígeno o cede electrones. Por lo tanto, se puede hablar de par redox, como una pareja de sustancias formada por un oxidante y un reductor. Así, en la siguiente reacción:



bajo condiciones oxidantes el equilibrio se desplaza hacia la derecha, y el óxido ferroso se oxida aceptando un oxígeno, mientras que el hierro pasa de estado de oxidación Fe^{2+} a Fe^{3+} . En condiciones aerobias, el oxígeno es el aceptor de electrones más fuerte. Las reacciones redox en el suelo afectan fundamentalmente al oxígeno, nitrógeno, hierro, azufre, manganeso y carbono.

Bajo condiciones reductoras (como el encharcamiento) ocurren procesos como la desnitrificación:



En el suelo existen zonas con ambiente reductor u oxidante en función de las condiciones de humedad y aireación. De esta forma, existe un gran número de pares redox: $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, $\text{Mn}^{4+}/\text{Mn}^{2+}$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{S}^{2-}$ etc.

El potencial redox puede calcularse mediante la ecuación de Nernst:

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{oxidante}]^\alpha}{[\text{reductor}]^\beta}$$

Donde:

- E^0 es el potencial normal, en que $[\text{oxidante}] = [\text{reductor}]$.
- $R = 8.3 \text{ J } ^\circ\text{K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$.
- T = temperatura (en grados Kelvin).
- F es la constante de Faraday, $96.493 \text{ C mol}^{-1}$.
- n es el número de electrones intercambiados en la reacción de óxido-reducción.

El potencial normal de las principales semirreacciones que pueden ocurrir en el suelo se muestra en la Tabla 9-3.

Según estos valores, el mejor reductor sería el par S/S^- , con un potencial normal de -440 mV , mientras que el mejor oxidante sería el par $\text{H}_2\text{O}_2/\text{H}_2\text{O}$, con un potencial normal de 1776 mV .

Tabla 9-3. Valor del potencial normal (E^0), a 25°C y 1 atm, de las principales semirreacciones que pueden ocurrir en el suelo:

Semirreacción	E^0 (mV)
$\frac{1}{2}S + e^- \rightarrow \frac{1}{2}S^{2-}$	-440
$\frac{1}{2}Fe^{2+} + e^- \rightarrow \frac{1}{2}Fe$	-440
$H^+ + e^- \rightarrow \frac{1}{2}H_2$	0
$\frac{1}{2}S + H^+ + e^- \rightarrow \frac{1}{2}H_2S$	140
$\frac{1}{4}CO_2 + H^+ + e^- \rightarrow C + H_2O$	210
$SO_4^{2-} + 10H^+ + 8e^- \rightarrow H_2S + 4H_2O$	310
$O_2 + 2H^+ + 2e^- \rightarrow H_2O$	682
$Fe^{3+} + e^- \rightarrow Fe^{2+}$	771
$NO_3^- + 2H^+ + 2e^- \rightarrow NO_2^- + 2H_2O$	850
$O_2 + 4H^+ + 4e^- \rightarrow 2H_2O$	1229
$MnO_2 + H^+ + 2e^- \rightarrow Mn^{2+} + H_2O$	1230
$MnO_4^- + 8H^+ + 5e^- \rightarrow Mn^{2+} + 4H_2O$	1510
$\frac{1}{2}H_2O_2 + H^+ + e^- \rightarrow H_2O$	1776

Por lo tanto, el valor de Eh permite establecer tres tipos de ambientes en función del predominio de condiciones oxidantes o reductoras (Tabla 9-4).

Tabla 9-4. Relación entre el valor de Eh y los procesos del suelo.

Eh aproximado (mV)	Condiciones
900 – 450	<p>Aerobiosis.</p> <p>El oxígeno está presente en una proporción elevada, tanto en forma gaseosa como en la solución del suelo. Las condiciones son aeróbicas. La nitrificación es intensa y la materia orgánica se degrada rápidamente.</p>
450 – 0	<p>Anaerobiosis facultativa.</p> <p>La proporción de oxígeno desciende por debajo de niveles críticos, por lo que es sustituido en los procesos de oxidación por NO_3^-, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ o Mn_2O_3. La degradación de la materia orgánica es muy lenta. Por debajo de un 8% de oxígeno en la fase gaseosa, aparecen procesos anaerobios (aproximadamente cuando $\text{Eh} < 350$ mV).</p>
0 – -300	<p>Anaerobiosis estricta.</p> <p>El medio es muy reductor. La materia orgánica soluble se descompone mediante procesos de fermentación. El hierro está totalmente reducido, incluso a pH neutro. El $\text{Fe}(\text{CO}_3)$ precipita proporcionando un color verdoso (gley).</p> <p>Por debajo de -200 mV, se produce la reducción de compuestos como el sulfato ($\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{S}^{2-}$), lo que confiere color negro al suelo. En zonas pantanosas, los hidratos de carbono sufren una fermentación intensa hasta transformarlos en CH_4.</p> <p>A una concentración inferior al 10%, el CO_2 puede estimular la actividad de los hongos. Sin embargo, cuando aumenta por encima del 50% se vuelve tóxico.</p>

9.5 AIREACIÓN DEL SUELO

El intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera se produce por difusión entre ambos. Este intercambio entre la atmósfera del suelo y la atmósfera terrestre puede deberse a diferentes causas.

Existen procesos que favorecen este intercambio y que se conocen como respiración del suelo. Ésta se realiza primordialmente por los cambios de volumen que experimenta la fase sólida del suelo en las alternancias térmicas producidas entre el día y la noche; también se ve favorecida por los periodos de lluvia que desalojan la práctica totalidad del aire existente, que es absorbido

de la atmósfera a medida que el agua va abandonando el suelo a través de la macroporosidad del mismo que es el dominio de los gases.

Los mecanismos de renovación de la atmósfera del suelo más importantes son los siguientes:

1. Flujo de masas. El movimiento de la fase gaseosa del suelo puede realizarse por diversos motivos:
 - a. Por acción del viento. El desplazamiento del aire sobre la superficie del suelo crea una presión negativa que fuerza al aire del suelo a salir al exterior.
 - b. Por efecto de la lluvia: la acumulación de agua en el suelo desplaza al aire de los poros. Los poros vuelven a llenarse de aire cuando el agua se pierde por drenaje.
 - c. Por efecto de la dilatación y contracción de los gases, debido a cambios en la temperatura o en la presión atmosférica.
 - d. Por efecto de la expansión y contracción de los agregados, como ocurre en los suelos ricos en esmectitas.
2. Difusión entre la fase gaseosa del suelo y la atmósfera, cuando existe un gradiente de presión parcial de uno o varios gases entre los dos compartimentos.
3. Difusión de gases entre la fase gaseosa y líquida del suelo, que va desde los poros llenos de aire hasta la zona del suelo inmediatamente próxima a las raíces. Los gases disueltos en el agua se mueven con una velocidad de 1000 a 10000 veces menor que en forma gaseosa. Los gases más importantes desde este punto de vista son el oxígeno y el CO₂, ya que este intercambio entre el aire y la solución del suelo puede ser fundamental en las reacciones químicas del suelo, así como en la respiración de los organismos. El intercambio de gases entre ambas fases es elevado cuando la porosidad es alta y la estructura es favorable. En el caso de suelos encharcados temporal o permanentemente, la reposición de oxígeno puede verse limitada en la zona de las raíces.

9.5.1 VELOCIDAD DE DIFUSIÓN DEL OXÍGENO

La renovación de la atmósfera del suelo, sin embargo, no depende solamente del volumen total de poros del suelo o de la comunicación entre ellos. Debido a que los procesos de consumo de oxígeno por parte de las raíces y los microorganismos son continuos, es conveniente conocer la velocidad de difusión del oxígeno hacia la zona de las raíces.

Cuando la velocidad de difusión de oxígeno cae por debajo de $20 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ mn}^{-1}$ (Tabla 9-5), el rendimiento del cultivo se ve afectado en distinta magnitud, dependiendo de la duración y la intensidad de la fase anóxica. La facilidad con que puede alcanzarse este valor crítico en los distintos suelos depende de la temperatura, la humedad, la compactación de las partículas y de otros factores biológicos y químicos.

Tabla 9-5. Velocidad de difusión del oxígeno y sus efectos sobre las plantas.

Velocidad de difusión	Efectos
$20 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ mn}^{-1}$	Inhibición del crecimiento. La velocidad de difusión es muy baja, lo que puede llevar a la muerte de la planta.
$20 \cdot 10^{-8} - 30 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ mn}^{-1}$	Inhibición de ciertos procesos metabólicos. La velocidad de difusión es soportable sólo por algunas plantas tolerantes a la baja concentración de oxígeno.
$30 \cdot 10^{-8} - 50 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ mn}^{-1}$	Crecimiento. La velocidad de difusión es adecuada y las plantas no suelen presentar problemas.

9.5.2 CAUSAS DE LA BAJA AIREACIÓN DEL SUELO

La baja aireación del suelo puede originarse por varias causas:

1. Los suelos con un mal drenaje, después de la lluvia o el riego, el agua puede ocupar una parte muy grande del espacio poroso de manera permanente o durante largos períodos. Este hecho puede deberse a la existencia de una capa freática a poca profundidad desde la superficie. En este caso, puede ser necesario utilizar un sistema de drenaje artificial.
2. Los suelos arcillosos presentan también problemas de drenaje, de modo que tras el riego, la aireación queda limitada durante 2 ó 3 días. Esto puede solucionarse mediante la adición de materia orgánica al suelo, de forma que aumente su porosidad.
3. Los suelos limosos, arcillosos, con una baja estabilidad de los agregados o con cantidades elevadas de sodio pueden formar costras superficiales que interrumpen el intercambio de fluidos entre el suelo y la superficie. La costra puede formarse durante la lluvia, cuando el impacto de las gotas sobre la superficie del suelo ocasiona una dispersión de las partículas finas y destruye los agregados (Figura 9-7). La costra superficial favorece la erosión del suelo y origina problemas de germinación y emergencia de las plántulas. La adición de materia orgánica (estiércol o residuos de la cosecha) o los abonos verdes pueden disminuir la facilidad de formación de la costra. A veces, es suficiente un riego suave previo a la siembra.

- Los suelos compactados, con un bajo desarrollo de la estructura y una baja velocidad de infiltración pueden permanecer encharcados durante largos períodos.

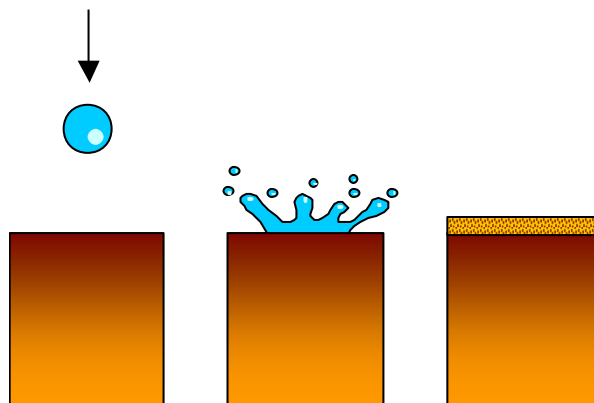


Figura 9-7. Formación de una costra de sellado tras el impacto de gotas de lluvia.

9.5.3 EFECTOS DE LA BAJA AIREACIÓN DEL SUELO

La baja aireación del suelo ocasiona trastornos morfológicos y fisiológicos en la planta, así como cambios en los componentes orgánicos y minerales del suelo:

En ausencia de otros factores limitantes, los sistemas radicales de las plantas que crecen en suelos bien aireados son largos, fibrosos y bien ramificados. El oxígeno consumido por las raíces es rápidamente reemplazado. Si la aireación es deficiente, los sistemas radicales son más cortos, densos, gruesos, menos ramificados y más superficiales. Este hecho influye sobre el desarrollo de la planta de una forma negativa.

En los suelos encharcados puede utilizarse el oxígeno disuelto en el agua. Sin embargo, ya que el oxígeno disuelto difunde más lentamente que en forma gaseosa, es más favorable que el agua sea fría y se renueve rápidamente, como ocurre en las riberas de los ríos, y no que se estanque y aumente su temperatura. Árboles como el aliso (*Alnus*), *Betula* (abedul) o *Populus* (chopo) están adaptados a condiciones de humedad elevada en que el agua se renueva rápidamente.

Cuando falta el oxígeno disuelto, bajo condiciones de anaerobiosis facultativa, la utilización de fuentes de oxígeno alternativas pueden garantizar la supervivencia de las plantas, aunque en condiciones precarias.

La máxima absorción de agua y nutrientes requiere una buena aireación del suelo. Si el suministro de oxígeno a las raíces es adecuado, la respiración y la permeabilidad de las membranas celulares no se ven alteradas. La absorción de agua es en sí un proceso pasivo en el que la planta no invierte energía, sino que depende casi exclusivamente de los gradientes de potencial hídrico y de la resistencia que ofrece el suelo al paso del agua. Una concentración elevada de CO_2 en la zona de las raíces disminuye la permeabilidad celular, fenómeno que puede ocasionar deficiencias minerales en suelos muy húmedos.

La absorción de nutrientes es en parte un proceso pasivo que depende de la fuerza del gradiente electroquímico entre la solución del suelo y el interior de las células vegetales. Sin embargo, la

absorción activa tiene lugar cuando se realiza en contra de este gradiente electroquímico, utilizando para ello energía metabólica procedente de la respiración aeróbica de las raíces. De este modo, una aireación deficiente puede disminuir la capacidad de las raíces para absorber determinados nutrientes del suelo.

En suelos aireados, los minerales se encuentran oxidados. Sin embargo, cuando la renovación de la atmósfera del suelo es muy baja, las reacciones bioquímicas anaeróbicas originan acumulaciones de productos como el H_2S , el CH_4 y otras sustancias reducidas. Esto produce cambios en la composición de la fase sólida mineral del suelo.

En suelos encharcados o mal aireados, el CO_2 puede entrar en la solución del suelo como H_2CO_3 , lo que contribuye a elevar la acidez y la solubilidad de determinados compuestos minerales. Los fosfatos, por ejemplo, tienen una solubilidad más alta en medio ácido. Por otro lado, en los suelos mal aireados pueden originarse compuestos reducidos de hierro.

10 FASE LÍQUIDA DEL SUELO

10.1 AGUA DEL SUELO

El agua del suelo transporta en disolución nutrientes, sales solubles, compuestos orgánicos solubles y contaminantes, así como materia en suspensión, y permite su absorción por las raíces. Desde el punto de vista de la fertilidad física, la humedad del suelo controla su consistencia, penetrabilidad por las raíces, temperatura, etc. De esta forma, el adecuado manejo de suelo requiere un conocimiento de la dinámica del agua en el suelo.

Además, el agua condiciona la mayoría de los procesos de formación del suelo.

El contenido de agua del suelo puede expresarse como contenido másico:

$$w = \frac{M_w}{M_s} \times 100$$

Donde

- w es el porcentaje de agua.
- M_w es la masa de agua.
- M_s es la masa de suelo seco.

O bien como contenido volumétrico:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \times 100$$

Donde:

- θ es el porcentaje de agua.
- V_w es el volumen de agua.
- V_s es el volumen de suelo.

A su vez, ambos parámetros están relacionados entre sí:

$$\theta = \frac{\rho_a}{\rho_w}$$

Donde:

- ρ_a es la densidad aparente.
- ρ_w es la densidad del agua (1 g/cc).

El agua del suelo puede provenir de distintas fuentes:

1. Agua de precipitación. Constituye la mayor parte del agua aportada en la mayoría de los sistemas. Su aporte puede ser continuo o concentrarse en determinadas estaciones.
2. Agua freática, de origen subterráneo.
3. Nieblas, humedad atmosférica. Consiste en un aporte muy débil, pero que en algunos casos constituye la única aportación de agua durante la época seca.

Una vez en el suelo, el agua de lluvia puede seguir distintas vías (Figura 10-1):

1. **Agua de escorrentía.** Circula sobre y a través de los horizontes superiores, de manera paralela a la superficie del suelo. La escorrentía se forma tras el inicio de la lluvia sobre la superficie del suelo cuando existe una cierta pendiente, aunque sea muy baja. Para que se forme la escorrentía es necesario que el agua precipitada en un intervalo de tiempo determinado sea superior a la cantidad que el suelo puede absorber, bien por causa de sus características físicas, o bien porque se halle ya saturado por agua.
2. **Agua gravitacional.** Es el agua que se infiltra por efecto de la fuerza de la gravedad a través de los macroporos y mesoporos del suelo (poros superiores a 10 μm de diámetro). Circula en sentido vertical u oblicuo (si existe cierta pendiente). Cuando la permeabilidad de los horizontes inferiores del suelo es muy baja, el agua gravitacional puede acumularse formando una capa de agua "suspendida" o "colgada" de carácter temporal. Existen dos tipos de agua gravitacional:
 - a. **Agua gravitacional de flujo rápido.** Circula a través de los poros de diámetro superior a 50 μm de diámetro durante las primeras horas después de la lluvia.
 - b. **Agua gravitacional de flujo lento.** Circula durante varias semanas después de la lluvia a través de los poros de diámetro comprendido entre 50 y 10 μm .
3. **Agua retenida.** Es el agua que ocupa los mesoporos y microporos del suelo, donde las fuerzas capilares ascendentes son más fuertes que la gravedad (Figura 10-2).
 - a. **Agua capilar.** Es el agua retenida en los mesoporos, y que es utilizable por las plantas.
 - b. **Agua higroscópica.** Es el agua que queda retenida en los microporos, formando una película muy fina que recubre la pared de las partículas del suelo. Está tan fuertemente retenida que no es absorbible por las raíces.

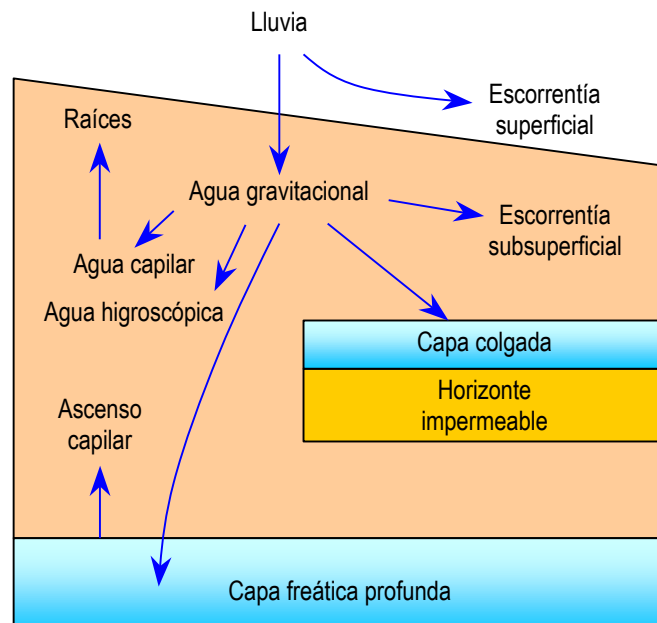


Figura 10-1. Distribución del agua de lluvia en el suelo.

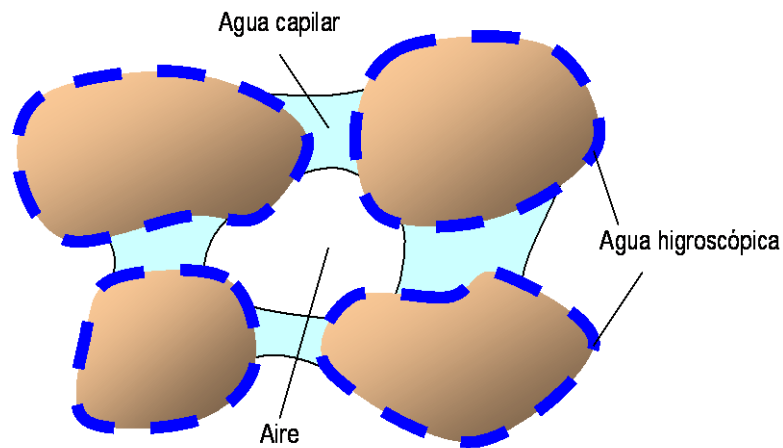


Figura 10-2. Agua capilar y agua higroscópica.

10.2 COMPOSICIÓN DE LA SOLUCIÓN DEL SUELO

La composición de la solución del suelo es muy variable. En un momento determinado, el suelo puede poseer entre 10 y 30 kg de potasio por hectárea. Sin embargo, un cultivo de cereal consume hasta 100 kg por hectárea.

El fósforo, por ejemplo, puede estar presente en el suelo en una concentración entre 0.5 y 10 kg por hectárea, pero su consumo puede llegar a 20 kg por hectárea.

Tabla 10-1. Concentración de distintos elementos en el suelo.

Elemento	Concentración (kg/ha)
Ca ²⁺	0.5 – 38
Mg ²⁺	0.7 – 100
K ⁺	0.2 – 10
Na ⁺	0.4 – 150
N	0.16 – 55
P	<0.001 – 1
S ⁻	<0.1 – 150
Cl ⁻	0.2 – 230

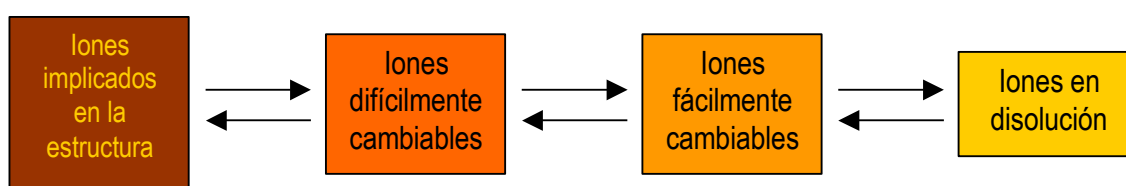


Figura 10-3. Fases del intercambio entre la fase sólida y la fase líquida del suelo.

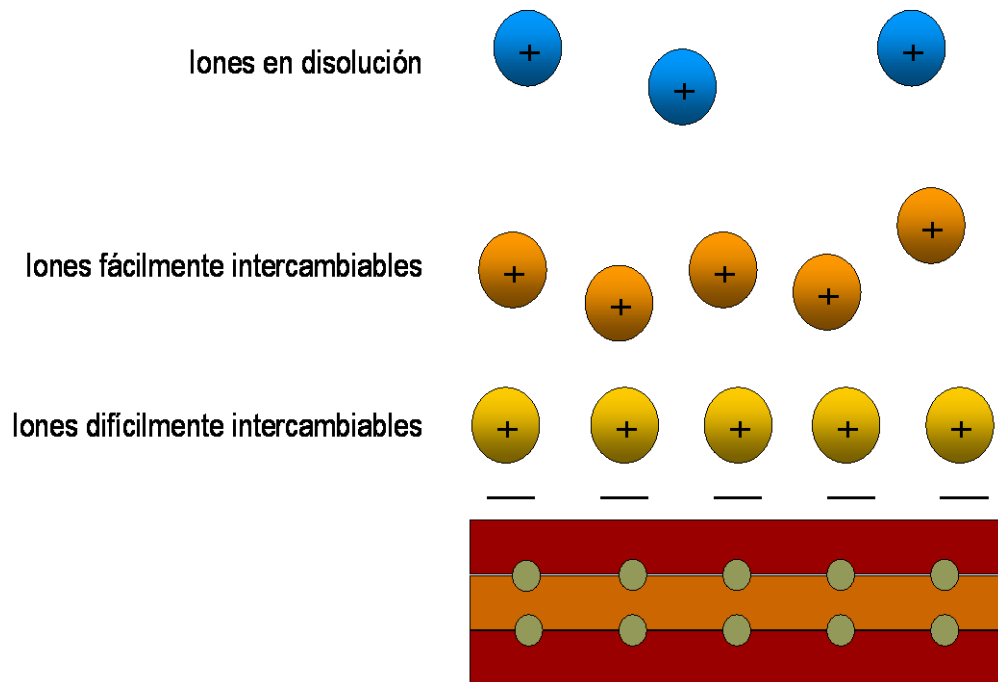


Figura 10-4. Disponibilidad de los iones no estructurales asociados a la arcilla.

Los iones no se encuentran en un determinado compartimiento, sino que se hallan en un intercambio continuo dependiendo de las condiciones del medio y de la concentración de cada uno en la solución y en la fase sólida. La Figura 10-3 muestra las distintas fases del intercambio de iones entre las fases sólida y líquida del suelo. En función de su disponibilidad, los iones pueden encontrarse formando parte de la capa difusa asociada a la superficie de las arcillas o en disolución (Figura 10-4).

Según esto, se pueden definir dos magnitudes:

- Intensidad, I : es la disponibilidad de nutrientes en un instante determinado.
- Cantidad, Q : es la "reserva" de nutrientes del suelo. La cesión de iones a la solución se hace de manera lenta y suficiente, de modo que la solución y la fase sólida estén en equilibrio.

A partir de estos dos parámetros, se puede definir la capacidad tampón o capacidad *buffer* (Cb) del suelo:

$$Cb = \frac{Q}{I}$$

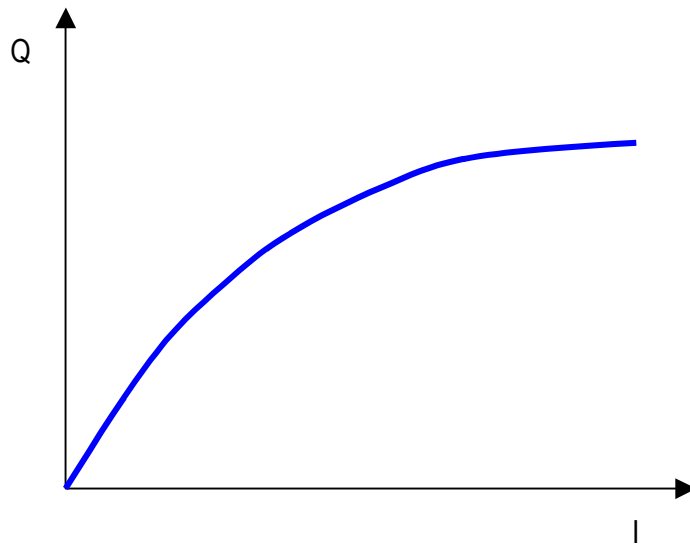


Figura 10-5. Relación entre la cantidad e intensidad. La pendiente de la curva corresponde a la capacidad *buffer*. Cuando la disponibilidad de nutrientes y la reserva son altas, la capacidad *buffer* es muy baja. Cuando los valores de la reserva son bajos, la capacidad *buffer* es alta.

11 DINÁMICA DEL AGUA EN EL SUELO

11.1 EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

La división del agua del suelo en agua gravitacional, capilar o higroscópica, tal como se ha visto en el tema anterior no es una clasificación discreta ni estricta. Además, esta clasificación no permite predecir el comportamiento del agua. En la actualidad, se recurre preferentemente al concepto de **estado energético** del agua.

El agua del suelo está sometida a campos de fuerzas de distinto origen. Identificar correctamente cada una de estas fuerzas es difícil. El estado energético predice el comportamiento del agua del suelo.

En el suelo, el agua está sometida a diferentes campos de fuerzas, como la acción de la gravedad y a las fuerzas capilares, osmóticas o de absorción, que condicionan el movimiento o la retención del agua en el suelo. El grado de energía que experimenta el agua representa una medida de la tendencia al cambio, en el sentido de disminuir su energía. Estas fuerzas condicionan el estado energético del agua, y, básicamente, son las siguientes:

1. Fuerza de la gravedad. Tiene signo positivo y tiende a desplazar el agua hacia las capas más profundas.
2. Fuerzas derivadas de la matriz. Son de origen molecular y tienen un corto alcance, pero gran intensidad. Retienen una capa de sólo algunas moléculas de grosor que forman una película recubriendo a las partículas de suelo. Son de dos tipos:
 - a. Fuerzas de Van der Waals.
 - b. Puentes de hidrógeno.
3. Fuerzas de cohesión. Son debidas a las uniones entre moléculas de agua entre sí mediante puentes de hidrógeno. El agua retenida es absorbible por las plantas.
4. Fuerzas de difusión. Se deben a la naturaleza dipolar del agua, que establece uniones con superficies sólidas y cargadas. En el caso de las esmectitas, la adsorción es tan activa que provoca su expansión y afecta al movimiento del agua cerca de la superficie de las partículas.
5. Fuerzas derivadas de iones en solución. Son de importancia en suelos salinos y en cultivos hidropónicos.
6. Fuerzas externas (variación en la geometría de los poros, presión de gases, presión hidráulica en suelos saturados, etc.).

La fuerza con que el suelo retiene al agua depende de la cantidad de agua retenida y de la superficie específica de las partículas del suelo. Según esto, el agua del suelo se divide en tres clases principales:

1. La capacidad de campo. Es la máxima cantidad de agua retenida por el suelo (agua capilar y agua higroscópica). Su medición debe hacerse en el campo, después de un

período lluvioso y tras haber dejado escurrir el agua gravitacional durante tres días, habiendo protegido el suelo de la evaporación.

2. El punto de marchitez permanente. Corresponde al valor máximo de agua higroscópica, agua no absorbible por las raíces. Cuando el contenido de agua es igual o menor al punto de marchitez, las plantas no tienen agua disponible y mueren. El punto de marchitez depende de la textura y la porosidad, y, por lo tanto, es diferente para cada tipo de suelo.
3. El agua útil es la cantidad de agua almacenada en el suelo después del período de lluvias, y su valor es la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente.

En resumen, el agua del suelo está sometida a dos tipos principales de fuerzas:

- Fuerzas capilares ascendentes.
- Fuerza de la gravedad, descendente.

El efecto de las fuerzas capilares es especialmente importante en los climas áridos, donde la evapotranspiración potencial es muy alta y se forma un gradiente muy acentuado en la interfase suelo / atmósfera. Los horizontes más profundos suelen mantener un contenido en humedad más elevado que los superficiales, ya que no sufren la evaporación o la absorción realizada por las plantas.

Sin embargo, como se ha visto en el tema anterior, el agua se mueve también de forma paralela a la superficie del suelo, a favor de la pendiente.

En el movimiento del agua tiene más importancia la estructura del suelo que la textura.

El movimiento de agua del suelo puede clasificarse en los siguientes tipos:

- 1) Infiltración. La infiltración consiste en la penetración del agua de lluvia o riego en el suelo. La infiltración ocurre en dirección vertical o inclinada dependiendo de las características del suelo. Una mayor infiltración determina una mayor capacidad de retención de agua. El grado de infiltración de un suelo depende de la permeabilidad del suelo, la que a su vez está condicionada por la porosidad, la estructura o el grado de humedad.
- 2) Redistribución. Cuando cesa la lluvia o el riego, antes de que tengan lugar los fenómenos de absorción radicular y evaporación, el agua del suelo presenta una dinámica de dos velocidades:
 - a. Cuando el suelo está aún saturado, el agua de los macroporos circula rápidamente se pierde por drenaje.
 - b. Cuando se alcanza la capacidad de campo el agua circula por los mesoporos y microporos, de manera más lenta, al estar retenida por fuerzas capilares.
- 3) Deseccación. Una vez que el agua se ha redistribuido, comienza el proceso de desecación debido a:

- a. El consumo realizado por las plantas.
- b. La evaporación.

La superficie del suelo, al secarse progresivamente, forma una capa o costra seca que protege a los horizontes inferiores de la desecación. Ese fenómeno se conoce como *self-mulching*, y es característico de suelos cultivados sin laboreo mecánico y en condiciones de gran aridez. En los horizontes superiores, la fuerza de succión del agua es mucho más intensa que en los inferiores (se ha visto en el tema anterior que a igualdad de fuerza de retención, el suelo que se está desecando en los horizontes inferiores contiene más agua que el que se está humedeciendo en los horizontes superiores). La principal consecuencia es que cada vez asciende menos agua y se llega a interrumpir el movimiento ascendente. El *self-mulching* contribuye a estabilizar el grado de humedad del suelo, pero disminuye la infiltración y, consecuentemente, favorece la escorrentía y la aparición de los procesos de erosión. El mantenimiento de los residuos de la cosecha o de la vegetación espontánea eliminada químicamente constituye un *self-mulching* artificial de gran calidad.

Los movimientos ascendentes se deben, como se ha dicho, a la capilaridad. El movimiento ascendente también se ve intensificado si existen plantas o aumenta la temperatura.

11.2 POTENCIAL HÍDRICO

El estado energético del agua y su movimiento dentro del suelo están condicionados por su energía potencial. Al no existir una escala absoluta de energía, se expresa el potencial con relación a un estado arbitrario tomado como potencial cero. En el estado de referencia, el agua pura no está sometida a fuerzas externas distintas de la gravedad, no está influenciada por la fase sólida y su interfase con la fase gaseosa es plana, está sometida a 1 atm de presión y a la misma temperatura que el suelo.

El potencial hídrico del suelo es la cantidad de trabajo necesario por unidad de masa de agua pura que debe realizarse para transferir reversible e isotérmicamente una cantidad infinitesimal de agua desde el estado de referencia a la fase líquida del suelo en un punto considerado.

El potencial hídrico del suelo está formado por distintos componentes:

$$\Psi_t = \Psi_g + \Psi_o + \Psi_p$$

Donde:

- Ψ_t es el potencial total.
- Ψ_g es el potencial gravitacional. Se debe al campo gravitatorio.
- Ψ_o es el potencial osmótico. Se debe a la presencia de iones en solución en el agua del suelo. Cuando se ponen en contacto dos soluciones de diferente concentración a través de una membrana semipermeable, la disolución menos concentrada cede disolvente (en este caso, agua) a la más concentrada hasta que se equilibran las dos concentraciones. Este efecto sólo es importante en el caso de suelos salinos.
- Ψ_p es el potencial de presión.

El potencial de presión, a su vez, puede dividirse en dos componentes:

$$\Psi_p = \Psi_m + \Psi_a$$

Donde:

- Ψ_m es el potencial matricial, que expresa la influencia de la matriz sólida. Es negativo en suelos no saturados, y su valor es cero por debajo de la capa freática.
- Ψ_a es el potencial neumático, que expresa la influencia de un exceso de presión de gas sobre una muestra de suelo con determinado contenido de humedad.

El potencial matricial es una medida, por tanto, de la fuerza de retención del agua. Depende básicamente de las fuerzas de adsorción y capilaridad, y se expresa en atmósferas o centímetros de agua. La adsorción se origina como resultado de la descompensación eléctrica de la superficie de los componentes de la fase sólida (principalmente, arcillas y materia orgánica). Las moléculas del agua actúan como dipolos y son atraídas, por fuerzas electrostáticas, sobre la superficie de las partículas de los constituyentes del suelo.

El valor del potencial matricial oscila entre 0 kPa (suelo saturado) hasta valores menores de -2000 kPa. Normalmente se utiliza el menos logaritmo del potencial matricial, pF. La Figura 11-1 muestra la curva de pF correspondiente a tres suelos con distinta granulometría: arena, limo y arcilla. Se puede observar cómo varía la cantidad de agua retenida a un mismo pF según la textura del suelo. Así, por ejemplo, a pF 4.2, la cantidad de agua que retiene un suelo arcilloso es mayor que la retenida por uno limoso o arcilloso. Por otra parte, se observa cómo una misma cantidad de agua en el suelo puede estar disponible o no para las plantas en función de la textura. De esta forma, según la misma gráfica, un 10% de agua en un suelo arenoso es una cantidad más que suficiente para la nutrición de las plantas. En un suelo arcilloso, el mismo 10% no permitiría el crecimiento de las plantas. La Tabla 11-1 muestra cómo varía el punto de marchitez permanente del suelo, según su textura. La capacidad de campo se alcanza a un pF promedio de 2.5. El pF correspondiente al agua gravitacional, está entre 2 y 3. Sin embargo, estos valores varían moderadamente según la textura del suelo (Tabla 11-2).

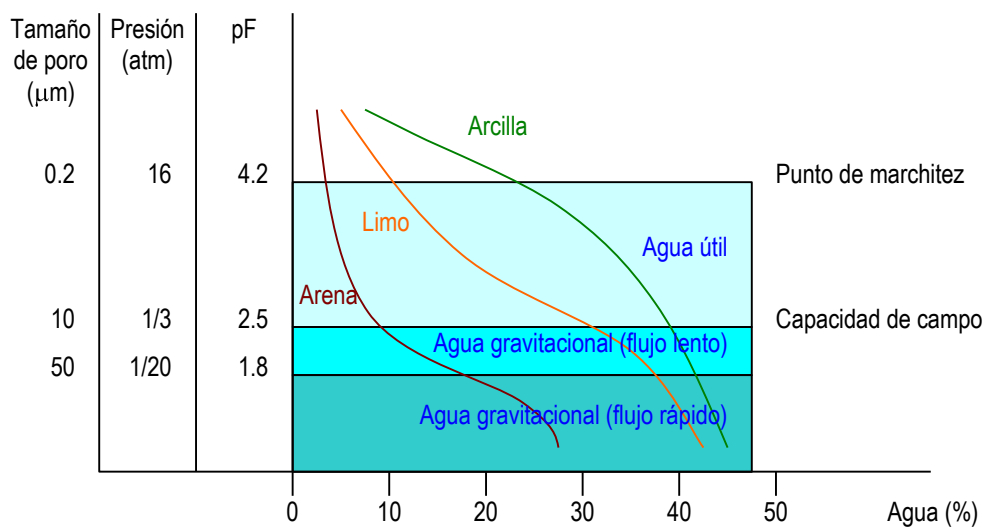


Figura 11-1. Curvas de potencial capilar en función de la composición del suelo.

Tabla 11-1. Punto de marchitez permanente del suelo según su textura.

Textura del suelo	Humedad a pF = 4.2
Arenoso	2 – 5 %
Limoso	8 – 10 %
Limoarcilloso	15 %
Turboso	35 %
Turba pura	50 %

Tabla 11-2. pF del suelo correspondiente al agua gravitacional y a la capacidad de campo según su textura.

Textura del suelo	Agua gravitacional	Capacidad de campo
Arcilloso	3	2.7 – 3
Limoso	2.5	2.5
Arenoso	2.1	2.1
Orgánico	2	<2

El potencial de succión es igual al potencial matricial más el osmótico. Tiene un sentido negativo y es el responsable de las fuerzas de retención del agua dentro del suelo, es igual al potencial matricial más el osmótico. El potencial gravitacional tiene signo positivo y tiende a desplazar el agua hacia las capas más profundas.

La retención del agua en los poros del suelo ocurre cuando el potencial de succión es mayor que el potencial gravitacional.

11.3 RETENCIÓN DE AGUA EN EL SUELO

El potencial matricial del suelo está relacionado con su contenido en humedad por medio de la función de humedad del suelo o función de histéresis (Figura 11-2). Esta función depende de:

- El sentido en el que tiene lugar el cambio en el contenido de agua. Una misma proporción de agua en el suelo está sometida a un potencial matricial más fuerte cuando el suelo se está secando que cuando se está humedeciendo.
- La velocidad de cambio.
- La estabilidad en el tiempo de la estructura del suelo.
- Los cambios de volumen del suelo debidos a los procesos de expansión y retracción de las arcillas.
- Las condiciones en la interfase agua / aire.

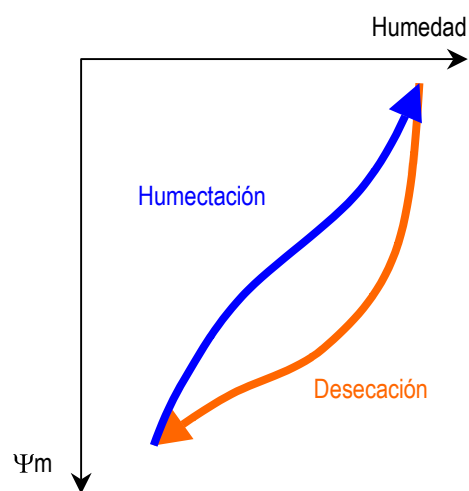


Figura 11-2. Curva de histéresis del suelo.

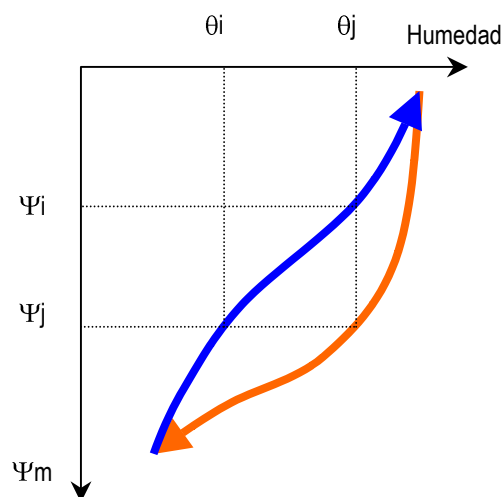


Figura 11-3. Para un mismo potencial, la proporción de agua durante la desecación es mayor que durante la humectación.

11.4 CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA

La conductividad hidráulica o permeabilidad del material influye sobre la génesis del suelo y sobre la actividad biológica.

En un sistema en equilibrio, el valor del potencial hidráulico tiene el mismo valor en todos sus puntos. Cuando el sistema no está en equilibrio, el gradiente de potencial provoca la aparición del movimiento del agua. Este movimiento se realiza de dos formas:

- Flujo en suelo saturado. Los poros del suelo están llenos de agua., como ocurre en el caso de que exista encharcamiento permanente o una capa freática elevada. $\Psi_m=0$.
- Flujo en suelo no saturado. Es el que ocurre en suelos donde existen procesos de humectación y desecación. $\Psi_m<0$.

La conductividad hidráulica se evalúa a partir de la velocidad de infiltración. Esta velocidad varía según el tipo de suelo y según el contenido en humedad que presente. Normalmente, la infiltración es máxima cuando el suelo se encuentra seco, y disminuye conforme el suelo se acerca a la saturación. De esta forma, si la humectación es constante, la permeabilidad del suelo disminuye hasta un valor mínimo con el paso del tiempo (Figura 11-4).

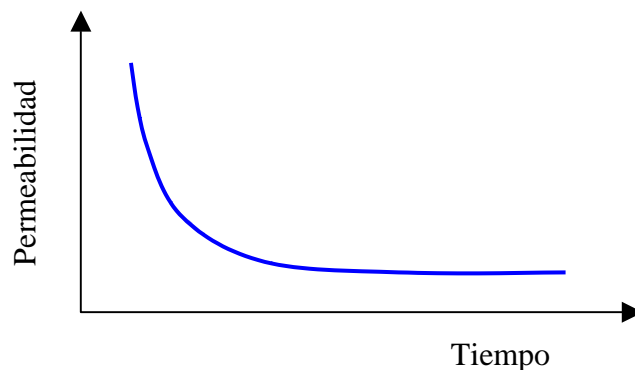


Figura 11-4. Variación de la permeabilidad del suelo en función del tiempo de humectación constante.

La permeabilidad de un suelo puede medirse mediante su coeficiente de conductividad hidráulica. Si se compara el camino rectilíneo ($L1$) que en teoría debería recorrer una gota de agua con el camino real que recorre en función de la disposición de los elementos de la fase sólida del suelo ($L2$), se puede determinar un índice de tortuosidad (τ), de la siguiente manera:

$$\tau = \frac{L2}{L1}$$

Cuanto mayor es el índice de tortuosidad, τ , mayor es la dificultad que encuentra a su paso el agua en circulación (Figura 11-5). Este índice constituye una aproximación teórica al estudio de la permeabilidad del suelo.

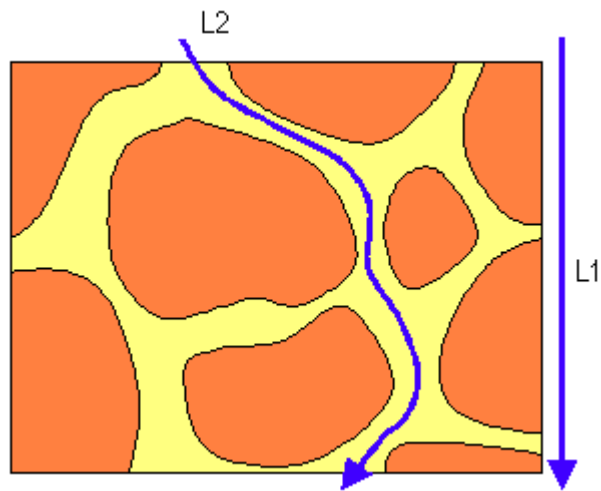


Figura 11-5. Tortuosidad de la trayectoria del agua en el suelo.

11.4.1 FLUJO SATURADO

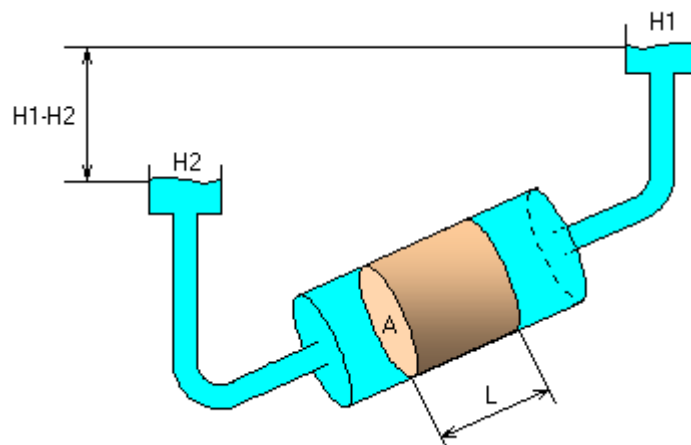


Figura 11-6. Experimento de Darcy.

La conductividad hidráulica del suelo se puede determinar en el caso de que el flujo sea saturado utilizando la ley de Darcy (1856). Mediante el montaje del dispositivo diseñado por Darcy es posible medir el caudal de agua (V/t) que atraviesa un cilindro de material de suelo. La ley de Darcy se puede resumir mediante la siguiente ecuación:

$$Q = -K \frac{H1 - H2}{L} A = -K \frac{\Delta\Psi_H}{L} A$$

Donde:

- Q es el caudal (V/t).

- H_1-H_2 es la diferencia de elevación a que están situados los puntos de entrada y salida de agua en el sistema.
- Ψ_H es el potencial hidráulico.
- $\Delta\Psi_H$ es la diferencia de potencial hidráulico.
- L es la longitud de la columna de suelo.
- A es la superficie de la sección de la columna de suelo.
- K es la conductividad hidráulica del material estudiado. Se trata de una constante específica para cada tipo de material.

La Tabla 11-3 muestra la clasificación de los tipos de suelo según su permeabilidad. Una permeabilidad de 10 mm por hora es un valor muy bajo. Los suelos más permeables poseen valores de conductividad hidráulica superiores a 6 cm/h.

Tabla 11-3. . Clasificación del tipo de suelo según la permeabilidad.

Conductividad hidráulica (cm/h)	Infiltración
0.1	Muy lenta
0.1 - 0.5	Lenta
0.5 - 2.0	Moderadamente lenta
2.0 - 6.0	Moderada
6.0 - 12.0	Moderadamente rápida
12.0 -18.0	Rápida

11.4.2 FLUJO NO SATURADO

La zona de suelo no saturado es importante, ya que en ella ocurren la mayor parte de los procesos de transferencia de agua. En régimen no saturado, sólo algunos poros están llenos de agua, de manera que la fase líquida no es continua. La conductividad hidráulica, por lo tanto, no es constante.

En régimen no saturado, la conductividad hidráulica puede determinarse mediante la ley de Buckingham-Darcy:

$$q = -K(\Theta) \frac{\partial \Psi_H}{\partial s}$$

Donde:

- q es la densidad de flujo de agua, $m \cdot s^{-1}$.
- $K(\Theta)$ es la conductividad hidráulica no saturada.
- Ψ_H es el potencial hidráulico.
- s es la dirección del movimiento.

11.5 BALANCE DE AGUA

Para conocer las condiciones de humedad del suelo es útil conocer el balance hídrico anual o mensual del suelo.

$$\Delta W = P + C - D_s - D_p - E - T$$

Donde:

- ΔW es el balance hídrico.
- P es la precipitación.
- C es la condensación.
- D_s es el drenaje superficial (escorrentía superficial)
- D_p es el drenaje en profundidad.
- E es la evaporación.
- T es la transpiración.

E y T son difíciles de estudiar por separado. Por eso se agrupan como un mismo término: ET (evapotranspiración).

11.6 FERTIRRIGACIÓN

Fertirrigación es una técnica de cultivo que utiliza conjuntamente agua y fertilizantes. La fertirrigación se aplica fundamentalmente a cultivos leñosos, hortícolas y ornamentales.

La fertirrigación ofrece ventajas con respecto a los métodos tradicionales:

- Disminuye la compactación del suelo.
- Utiliza menos energía en las aplicaciones.

- La aplicación de nutrientes y agua es más precisa, localizada y controlada.
- La distribución de nutrientes se realiza conforme a las necesidades de la planta y en la forma química adecuada.
- Permite controlar con gran exactitud la composición de la solución nutritiva adecuada según el estado fenológico del cultivo.
- Supone un ahorro de agua, nutrientes, costes y mano de obra.
- Posee un impacto ambiental más reducido que otras técnicas habituales.

La tecnología de aplicación incluye el riego aéreo, superficial y subterráneo aplicado a suelos o a cualquier tipo de sustrato (cultivos hidropónicos)

La fertirrigación necesita de elementos auxiliares tales como el análisis de agua, análisis del suelo y análisis foliar para establecer un sistema integrado de nutrición vegetal.

11.7 MANEJO DEL AGUA DE LOS SUELOS

El estudio de la infiltración tiene un gran interés agronómico, siendo necesario para:

El diseño de proyectos de regadío.

- a. Transformaciones en regadío.
- b. Selección de equipos de riego.
- c. Manejo del agua de riego.
- d. Determinación de la pluviometría del riego por aspersión.

Estudios medioambientales.

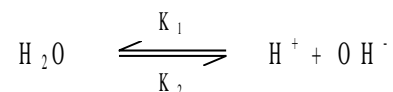
- e. Degradación de suelos por erosión hídrica.
- f. Determinación del caudal de aguas residuales que es capaz de infiltrar el suelo.
- g. Mejora de suelos afectados por salinidad.
- h. Estudio del ciclo hidrológico.

12 REACCIÓN DEL SUELO

12.1 ACIDEZ DEL SUELO

12.1.1 CONCEPTO DE PH

El agua puede disociarse de la siguiente manera:



La velocidad con que transcurren la reacción de disociación (V_1) y la reacción de asociación (V_2) es la siguiente:

$$V_1 = K_1 [\text{H}_2\text{O}]$$

$$V_2 = K_2 [\text{H}^+] [\text{OH}^-]$$

De modo que la constante de equilibrio se puede definir mediante la siguiente ecuación:

$$K_{\text{eq}} = K_1/K_2 = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] / [\text{H}_2\text{O}]$$

En condiciones estándar, la constante de equilibrio del agua es $1.8 \cdot 10^{-16}$ M.

Suponiendo que $[\text{H}_2\text{O}]$ se mantiene constante en todo momento, ya que la variación es despreciable, su valor será:

$$[\text{H}_2\text{O}] = (1000 \text{ g/l}) \cdot (18 \text{ g/mol})^{-1} = 55.55 \text{ M}$$

A partir de estas ecuaciones, puede determinarse el valor del producto iónico del agua (K_w):

$$K_w = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] = K_{\text{eq}} \cdot [\text{H}_2\text{O}] = (1.8 \cdot 10^{-16}) \cdot 55.55 \text{ M} = 10^{-14}$$

Aplicando logaritmos decimales a la ecuación:

$$\log_{10} [\text{H}^+] + \log_{10} [\text{OH}^-] = \log_{10} (10^{-14}) = -14$$

Si definimos el pH como el negativo del logaritmo decimal de la concentración de protones y el pOH como el negativo del logaritmo decimal de la concentración de OH^- , tenemos lo siguiente:

$$\text{pH} = -\log_{10} [\text{H}^+]$$

$$\text{pOH} = -\log_{10} [\text{OH}^-]$$

$$\text{pH} + \text{pOH} = 14$$

La suma de pH y pOH es constante, de modo que un incremento en uno de ellos va acompañado de una disminución del otro. De esta manera, se considera que $\text{pH} = 7$ es el punto neutro, ya que en ese punto, $\text{pH} = \text{pOH}$. Es decir, $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$. Valores de pH por debajo de 7 corresponden a condiciones ácidas, mientras que por encima de 7, se trata de condiciones básicas.

12.1.2 EL PH DEL SUELO

El valor de pH del suelo proporciona información acerca de los efectos perjudiciales de la acidez, aunque no permite diagnosticar las causas.

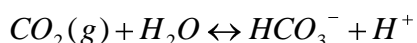
La superficie de los coloides del suelo puede estar cargada negativamente debido a los átomos de oxígeno y los grupos hidroxilos no compartidos, así como a las sustituciones isomórficas en los grupos tetraédricos u octaédricos de los cristales de arcilla. Las cargas pueden estar relacionadas con la cantidad de protones de la siguiente manera:



Este tipo de cargas se denomina pH-dependientes, ya que cuanto mayor es la concentración de protones en la solución del suelo, mayor es el número de cargas que pueden ser bloqueadas. Las cargas que se originan por procesos de sustitución isomórfica en las arcillas se conocen como cargas permanentes, ya que no dependen del pH.

Sin embargo, la idea de que los suelos ácidos son los que tienen su complejo de intercambio saturado en protones ha ido cediendo frente a la de que los suelos ácidos no son simplemente suelos- H_3O^{+} o suelos- H^{+} , sino suelos- Al^{3+} . En medio ácido, la estructura cristalina de las arcillas saturadas por protones colapsa, liberando Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , etc. Los cationes de aluminio o magnesio pasan a la solución del suelo, mientras que el hierro precipita como Fe_2O_3 (observándose un color rojo más o menos intenso). Los efectos de la acidez sobre las plantas están estrechamente ligados a la toxicidad del aluminio de la solución del suelo.

En los suelos naturales, el valor de pH oscila entre 3 (suelos con sulfatos ácidos) y 12 (suelos alcalinos). Los suelos aptos para la agricultura tienen un pH comprendido entre 5.5 y 8.5. El pH en agua no es un parámetro estable, ya que se ve afectado por la estación del año, el estado de desarrollo del cultivo, y diversos factores ecológicos. Entre estos factores se encuentra el CO_2 de la atmósfera del suelo, resultado de la respiración de la biomasa edáfica, que puede ocasionar una cierta acidificación del suelo:



- f. Hidromorfía.
 - g. Alteración de los minerales de la arcilla.
- 3) Propiedades biológicas afectadas:
- a. Relaciones bacterias / hongos.
 - b. Población bacteriana.
 - c. Humificación.
 - d. Fijación de nitrógeno.
 - e. Movilidad y absorción de nutrientes.

12.1.2.1 EFECTO DEL PH SOBRE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO

Los suelos excesivamente ácidos suelen poseer una estructura poco desarrollada y una baja porosidad, lo que origina una serie de consecuencias importantes, como la mala aireación, la dificultad del laboreo, un reducido desarrollo radicular en las plantas, la baja permeabilidad del suelo, una mayor erodibilidad del suelo, etc.

Estos efectos no se deben directamente a la fuerte presencia de protones o de aluminio en el suelo, sino a la falta de cationes Ca^{2+} , causa de la floculación de las arcillas, así como a la mala calidad de la materia orgánica humificada.

12.1.2.2 EFECTO DEL PH SOBRE LA SOLUBILIDAD DE ESPECIES QUÍMICAS

El pH del suelo afecta a la nutrición mineral de las plantas, ya que existe una fuerte relación entre la acidez y la solubilidad de los nutrientes. La **Figura 12-2** muestra la disponibilidad de diversos nutrientes en muestras de suelo del sur de España.

Los fosfatos (PO_4^{3-}), por ejemplo, son insolubles en medios muy ácidos (en los que se encuentra como FePO_4 o AlPO_4) o muy básicos ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$).

En general, las sales de Mn, Fe o Zn son más solubles en medio ácido que en medio básico. La elevada solubilidad de compuestos de Al, Fe, Zn, Mn o Ni a pH muy ácido puede llegar a provocar efectos tóxicos en las plantas.

Por otra parte, los suelos muy ácidos pueden sufrir un empobrecimiento en nutrientes, debido a la saturación del complejo de cambio por H^+ o Al^{3+} , lo que provoca la expulsión de otros cationes a la solución del suelo. Estos cationes resultarán más accesibles para las plantas, pero también pueden perderse por lavado.

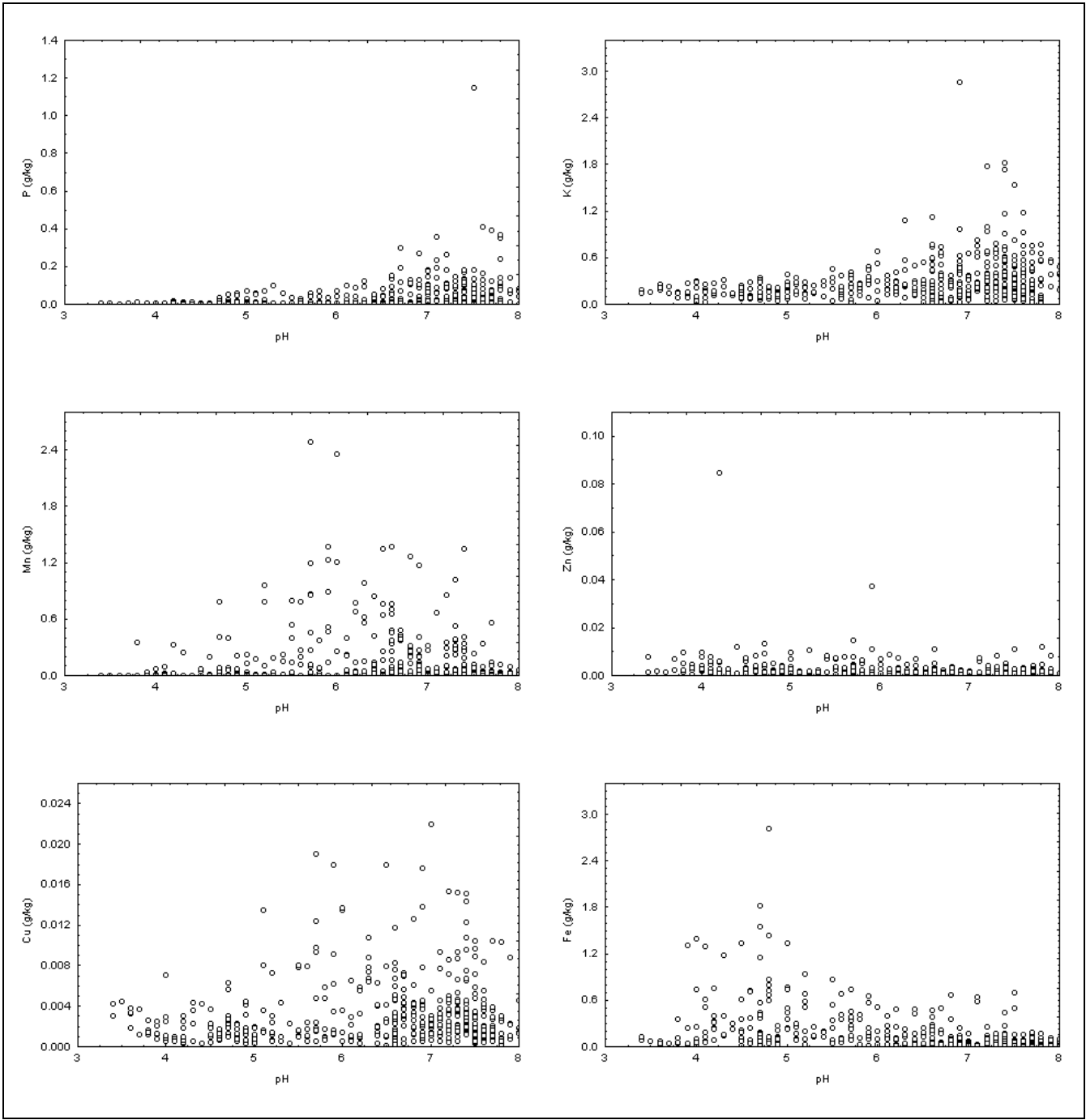
12.1.2.3 EFECTO DEL PH SOBRE LA ACTIVIDAD BIOLÓGICA DEL SUELO

En los suelos ácidos se observa una ralentización de la actividad biológica. La acidez del suelo afecta negativamente a la distribución de la fauna edáfica (como las lombrices) o la biomasa bacteriana. Los procesos microbianos como la nitrificación ($\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_3^-$) o la fijación de nitrógeno atmosférico son inapreciables por debajo de pH 4.5, y muestran una velocidad óptima a pH 6-6.5.

Sin embargo, en suelos neutros o ligeramente básicos, el número de microorganismos es superior, siendo más activos cuando aumenta la caliza activa del suelo. La mineralización se lleva a cabo correctamente.

Si el pH del suelo es demasiado elevado, de nuevo los procesos microbianos se ven afectados. Así, la nitrificación es prácticamente inexistente a pH 9.

Los efectos del pH sobre la actividad microbiana del suelo y sobre la solubilidad de los nutrientes o los elementos fitotóxicos tiene grandes consecuencias sobre el crecimiento vegetal, por lo cual se puede delimitar un pH óptimo para cada especie cultivada o natural.



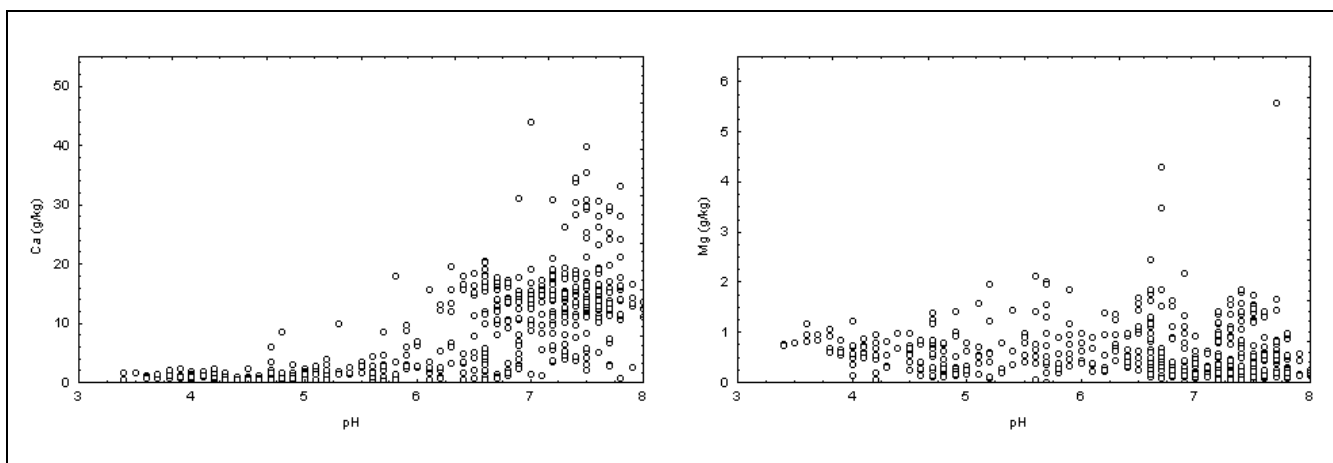


Figura 12-2. Biodisponibilidad de diversos elementos metálicos asimilables en 507 muestras de suelo del sur de España en función del pH.

Tabla 12-1. pH óptimo y rango de pH para un rendimiento satisfactorio de diversas especies cultivadas.

Especie (nombre vulgar)	Nombre científico	Óptimo	Tolerancia para un rendimiento satisfactorio
Alfalfa	<i>Medicago sativa</i>	6.5 – 7.5	6.0 – 8.0
Algodón	<i>Fagopyrum esculentum</i>	5.2 – 6.0	4.8 – 7.5
Arroz	<i>Oryza sativa</i>	5.0 – 7.0	4.0 – 8.0
Avena	<i>Avena sativa</i>	5.5 – 7.0	4.0 – 7.5
Caña de azúcar	<i>Saccharum officinarum</i>	6.0 – 7.5	4.5 – 8.5
Guisante	<i>Pisum sativum</i>	6.0 – 7.0	5.5 – 8.0
Judía	<i>Phaseolus vulgaris</i>	5.8 – 6.7	5.5 – 7.5
Naranja amarga	<i>Citrus aurantium</i>	5.5 – 6.5	5.0 – 8.0
Olivo	<i>Olea europaea</i>	7.0	7.0 – 8.0
Patata	<i>Solanum tuberosum</i>	5.0 – 5.8	4.5 – 7.0
Remolacha	<i>Beta vulgaris</i>	7.0 – 7.6	6.0 – 8.2
Tabaco	<i>Nicotiana tabacum</i>	5.5 – 6.0	5.5 – 8.3
Tomate	<i>Lycopersicum esculentum</i>	6.0 – 6.7	6.0 – 8.2
Trigo	<i>Triticum sp.</i>	6.0 – 7.0	5.8 – 8.5
Vid	<i>Vitis sp.</i>	5.6 – 7.0	6.0 – 7.0

12.2 CONTENIDO DEL SUELO EN CARBONATOS

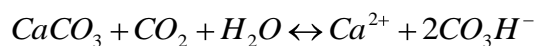
La mayoría de los suelos de pH neutro o básico contiene proporciones más o menos elevadas de carbonatos. En los suelos ácidos, los carbonatos están ausentes.

El tipo de carbonato más frecuente es la calcita (CO_3Ca), aunque en los suelos puede encontrarse magnesita (CO_3Mg) y dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). En suelos salinos y extremadamente básicos puede existir también CO_3Na_2 .

Las características químicas más importantes de la calcita, la magnesita o la dolomita son la insolubilidad en agua y su inestabilidad en medio ácido:



El principal responsable de la descomposición ácida de los carbonatos del suelo es el CO_2 , ya sea procedente de la atmósfera o de los procesos respiratorios de la microbiota o las raíces. El dióxido de carbono puede reaccionar con la caliza de la siguiente manera:



El principal efecto del CO_3Ca en el suelo es su capacidad reguladora del pH, de modo que un elevado contenido en caliza asegura un elevado pH del suelo. El contenido en carbonatos del suelo afecta directa o indirectamente a otras propiedades del suelo, como:

- 1) La **estructura**. La presencia de carbonatos en el suelo asegura una buena estructura (excepto en algunos casos concretos como los suelos salinos, donde puede existir una elevada proporción de CO_3Na_2). La presencia de cationes divalentes como Ca^{2+} o Mg^{2+} , junto con la materia orgánica, contribuyen a la cementación de los microagregados para originar macroagregados.
- 2) La **textura**. Los carbonatos son sustancias cementantes, de modo que si el contenido de caliza en forma de nódulos en el suelo es elevado, puede producirse un desplazamiento de la textura hacia las fracciones más gruesas.
- 3) La **actividad biológica**. Los carbonatos del suelo, gracias a su capacidad tamponante de la acidez, mantienen el pH en valores adecuados a la actividad microbiana, favoreciendo el proceso de mineralización de la materia orgánica y la liberación de algunos nutrientes esenciales (como el N, P, S...), así como dificultando la descomposición de la materia orgánica humificada (mineralización secundaria).
- 4) La capacidad de almacenaje de **nutrientes**.
 - a. La abundancia de cationes como Ca^{2+} o Mg^{2+} como consecuencia de la descomposición de los carbonatos satura el complejo de cambio provoca el desplazamiento de otros cationes esenciales, lo que puede inducir una pérdida y empobrecimiento por lavado del suelo.

- b. Los carbonatos de calcio o magnesio son compuestos sólidos que forman parte de las diferentes fracciones granulométricas. Sin embargo, no poseen la capacidad de retención de iones que muestran las arcillas. Por lo tanto, cuanto más elevado sea el nivel de carbonatos de tamaño coloidal en el suelo, menor será su capacidad relativa para almacenar nutrientes.

5) La **asimilabilidad** de los elementos esenciales.

- a. El carácter básico del ión CO_3^{2-} actúa como un amortiguador de los procesos de acidificación del suelo, como se ha visto ya. Los suelos con pH relativamente elevado muestran casi siempre un nivel apreciable de carbonatos, que dificultan la solubilidad / asimilabilidad de diferentes elementos, como el Fe, Zn, Mn, Cu, etc. Asimismo, en los suelos básicos, el P se encuentra en formas químicas no solubles, lo que imposibilita su absorción por la planta ($(\text{PO}_4)_2\text{Ca}_3$).
- b. Así mismo, el exceso de Ca^{2+} y Mg^{2+} en la solución del suelo origina fenómenos de antagonismo, perjudiciales desde el punto de vista de la nutrición vegetal.

Como consecuencia de todo esto, puede considerarse que el suelo necesita una cierta reserva de carbonatos para poseer unas buenas características estructurales, pero no es conveniente que este nivel sea demasiado elevado porque se dificultan los procesos de nutrición de las plantas.

Sin embargo, un bajo o nulo contenido en carbonatos no significa que se trate de un suelo agrónomicamente desfavorable, ya que hay que tener en cuenta otras características como el complejo de cambio, el pH, la actividad biológica y otros aspectos de la nutrición vegetal.

Por lo tanto, podemos clasificar el contenido en carbonatos del suelo de la manera que se muestra en la Tabla 12-2.

De manera general, se considera que un suelo es calcáreo si posee más de un 2% de CaCO_3 .

Tabla 12-2. Clasificación del contenido en carbonato cálcico del suelo.

PROPORCIÓN DE CaCO_3 (%)	DESCRIPCIÓN
<5	Muy bajo
5 – 10	Bajo
10 – 20	Moderado
20 – 40	Elevado
> 40	Muy elevado

12.3 CALIZA ACTIVA

A la hora de determinar la fertilidad del suelo es necesario conocer no sólo el contenido en carbonatos, sino el tipo de carbonatos que hay en el suelo. El efecto beneficioso de los carbonatos se basa de manera importante en su capacidad para descomponerse al reaccionar con los ácidos, produciendo Ca^{2+} , Mg^{2+} y CO_3H^- . La facilidad con que esta descomposición se produce depende también del tipo de carbonatos. Así, la dolomita es más resistente que la calcita.

Otro aspecto que es necesario tener en cuenta es el tamaño de los nódulos de carbonato en el suelo, ya que las partículas de mayor tamaño ofrecerán menor superficie relativa para reaccionar, y su descomposición se llevará a cabo de manera mucho más lenta que las partículas de tamaño coloidal. La **caliza activa** es la fracción de carbonatos susceptible de solubilizarse en una disolución acuosa de CO_2 (agua carbónica).

La caliza activa coincide aproximadamente con las partículas de carbonato de tamaño inferior a $50\ \mu\text{m}$ (es decir, equivalente al tamaño de los limos y las arcillas).

Existe una relación entre el contenido total en carbonatos del suelo y el de caliza activa, al menos dentro de un área natural relativamente pequeña.

Un nivel demasiado elevado de caliza activa será contraproducente desde el punto de vista de la fertilidad del suelo, ya que en la solución del suelo habrá abundancia de iones como Ca^{2+} , Mg^{2+} y CO_3H^- , así como de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el complejo de cambio, lo cual condiciona la disponibilidad de otros nutrientes.

La cuantificación de la caliza activa está recomendada cuando los niveles de carbonatos totales sean relativamente elevados. Generalmente se recomienda la determinación de caliza activa cuando el contenido total de carbonatos supera el 5-6%, mientras que algunos autores consideran que debe determinarse sólo cuando se supera el 8-10%.

En cualquier caso, la determinación de caliza activa está indicada en suelos en los que está previsto implantar cultivos muy sensibles a la actividad del Ca^{2+} , del Mg^{2+} o del CO_3H^- (como viñedos o árboles frutales). El contenido de caliza activa del suelo puede clasificarse según la Tabla 12-3.

Tabla 12-3. Efectos del contenido en caliza activa sobre las propiedades del suelo.

CALIZA ACTIVA (%)	CONTENIDO	EFFECTOS
< 6	Bajo	No deben esperarse problemas.
6 – 9	Moderado	Pueden sufrir algún problema las especies más sensibles.
> 9	Elevado	Pueden existir problemas graves de clorosis, especialmente en la nutrición de especies arbóreas.

12.4 ENMIENDAS

La acidez del suelo puede ser corregida por métodos sencillos de modo que el pH se eleve hasta el nivel requerido por un determinado cultivo. Esto se consigue mediante la realización de enmiendas calizas, es decir, la adición al suelo de materiales calizos capaces de modificar el pH del suelo.

Este tipo de prácticas se conoce genéricamente como encalado. El material añadido al suelo durante el encalado puede ser de diferente naturaleza:

- 1) Óxido de calcio (CaO , cal viva). El CaO se produce por descomposición térmica de los carbonatos.
- 2) Hidróxido de calcio (Ca(OH)_2 , cal apagada). El Ca(OH)_2 se obtiene al añadir agua a la cal viva, lo que produce una reacción exotérmica, obteniéndose un polvo blanco fino.
- 3) Carbonato de calcio (CO_3Ca , caliza).

Otras sustancias, como el yeso (SO_4Ca), pueden mejorar el nivel de Ca en el suelo, pero no contribuyen a modificar el pH.

En el caso de que sea necesario corregir la alcalinidad, está indicado el uso de abonos acidificantes, como la adición de azufre al suelo.

13 CAMBIO IÓNICO DEL SUELO

13.1 INTRODUCCIÓN

Los elementos químicos del suelo pueden ocupar distintos compartimentos:

- 1) En la fase sólida.
 - a. Inmovilizados en una red cristalina.
 - b. Inmovilizados en aluminosilicatos amorfos.
 - c. Inmovilizados en compuestos orgánicos.
- 2) En la fase líquida, disueltos en la solución del suelo. El agua de este sistema corresponde al agua capilar y gravitacional del suelo, y es donde se disuelven las sustancias minerales solubles procedentes de la mineralización, meteorización e hidrólisis de los minerales primarios. Los iones presentes en la solución del suelo se encuentran hidratados, rodeados por un número determinado de moléculas de agua (Figura 13-1). La hidratación tiene un efecto importante sobre la movilidad de los iones, ya que aumenta considerablemente su radio iónico. Los elementos contenidos en la fase líquida pueden ser transportados o perdidos por lavado.
- 3) En la interfase sólido-líquido. En este caso, los elementos se hallan localizados en la superficie de las partículas (adsorbidos) y en su área de influencia, de modo que se hallan en íntimo contacto con la solución. La adsorción es la asociación de una partícula (un átomo, molécula o ión) a la superficie de un sólido.

El sistema responsable del proceso de intercambio se halla precisamente en este último compartimento, y es también llamado complejo de cambio, complejo coloidal o complejo adsorbente. Este complejo está constituido fundamentalmente por arcillas y materia orgánica humificada, y posee carga negativa, lo que le permite la adsorción de cationes. Cada tipo de catión tiene un equilibrio propio entre la solución del suelo y el complejo de cambio. Este equilibrio depende de factores como la carga y tamaño del ión, la competencia con otros cationes o la constitución de los componentes del complejo de cambio.

La adsorción se debe a la interacción entre partículas en disolución y la superficie de los sólidos por medio de diferentes mecanismos:

- 1) Fuerzas físicas:
 - a. Fuerzas de *Van der Waals*.
 - b. Puentes de hidrógeno.
- 2) Enlace iónico.
- 3) Enlace covalente.

De este modo, las partículas en disolución pueden ser adsorbidas por la fase sólida del suelo. Esto implica a los minerales de arcilla y a la materia orgánica.

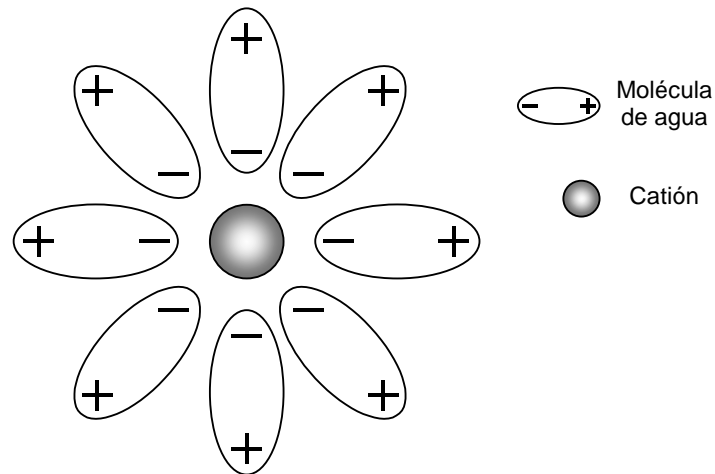


Figura 13-1. Cation hidratado. Los iones disueltos precipitan al secarse el suelo y vuelven a disolverse cuando se añade agua.

La carga en superficie que presentan los coloides del suelo se origina por las siguientes causas:

- 1) Las sustituciones isomórficas en la estructura cristalina de las arcillas, lo que origina cargas permanentes independientes del pH.
- 2) La rotura de borde y en grupos funcionales, que origina cargas variables, dependientes del pH (Figura 13-2).
 - a. En la fracción mineral. En este caso se trata de cargas localizadas en el borde de la estructura cristalina, donde la carga está descompensada, como en el caso de la caolinita. También ocurre en minerales no cristalinos como los óxidos, hidróxidos, alofanos e imogolita. A su vez, los grupos $-OH$ pueden disociarse y originar cargas negativas en la superficie del mineral, a las que, en medio ácido, se pueden unir protones. Esto origina cargas positivas en las zonas de borde.
 - b. En la fracción orgánica, donde el equilibrio con los protones afecta a los grupos hidroxilos ($-OH$), carboxilos ($-COOH$), fenoles ($-C_6H_4OH$) y aminas ($-NH_2$).

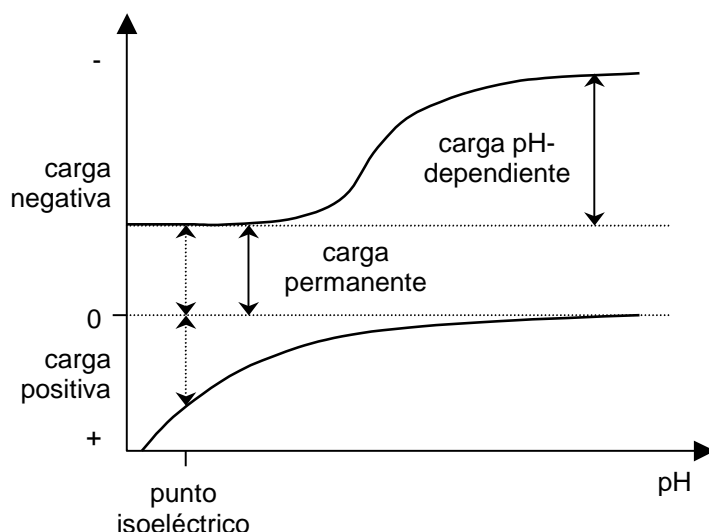


Figura 13-2. Variación de carga en función del pH.

13.2 INTERCAMBIO IÓNICO

El intercambio iónico del suelo es un proceso físico-químico complejo. Fue puesto de manifiesto por Thompson y Way, a mediados del sXIX, mediante la percolación de diversas soluciones a través de columnas con arena, arcilla y materia orgánica, de modo que la composición del líquido al salir de la columna había variado respecto al inicial.

La capacidad del suelo para intercambiar iones tiene algunas consecuencias importantes, entre las que destacan las siguientes:

- 1) El suelo puede regular la disponibilidad de nutrientes para las plantas.
- 2) El intercambio iónico interviene en los procesos de floculación / dispersión de las arcillas.
- 3) El suelo puede retener elementos contaminantes o tóxicos, de manera que su efecto sobre el sistema se ve reducido.

13.2.1 CAMBIO CATIONICO

13.2.1.1 CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO

La Capacidad de Intercambio Cationico (CIC) puede definirse como la capacidad total de los coloides del suelo (arcilla y materia orgánica) para intercambiar cationes con la solución del suelo. Según Sposito (1989) esta capacidad se ve influenciada por factores como la temperatura, la presión, la composición de la fase líquida y la relación de masa de suelo / solución.

La CIC se expresa en $\text{cmol}(+)\text{kg}^{-1}$. Para cada sustancia, su valor depende de la densidad de carga superficial y de su superficie específica, de modo que puede variar de unos coloides a otros. En el caso de la fracción mineral, la distinta superficie específica condiciona la baja CIC de limos y arenas, frente al elevado valor que presentan las arcillas. Dentro de las arcillas, a su vez, la carga superficial varía enormemente de un tipo a otro. En el caso de la materia orgánica, sin embargo,

la CIC se ve condicionada por el grado de humificación / descomposición que presenta. De manera general, la Figura 13-3 muestra valores propuestos por distintos autores.

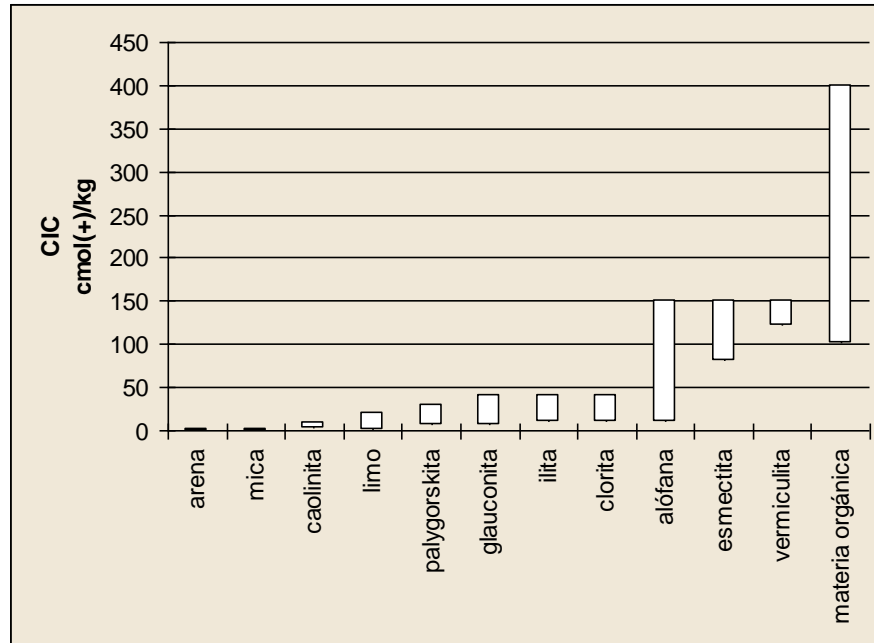


Figura 13-3. Valores de CIC propuestos por diversos autores.

Por lo tanto, este parámetro afecta al movimiento y retención de cationes en el suelo, a la nutrición vegetal y a la capacidad tampón del suelo.

Los cationes ligados al complejo de cambio no pueden ser directamente absorbidos por la planta ni perderse por lavado hacia las capas internas del perfil por causa del riego o las precipitaciones, lo que sí ocurre con los cationes de la solución del suelo.

Cuando la concentración en el suelo de un determinado catión disminuye por lavado o por absorción de las raíces, parte de los cationes retenidos en el complejo de cambio pueden desplazarse hacia la solución del suelo para restaurar el equilibrio. Del mismo modo, los cationes dominantes en la solución del suelo pueden competir con éxito frente al resto por los lugares de unión a la arcilla: en los suelos ricos en Ca^{2+} , este catión puede saturar el complejo de cambio, lo que produce pérdidas por lavado de otros cationes (Figura 13-4).

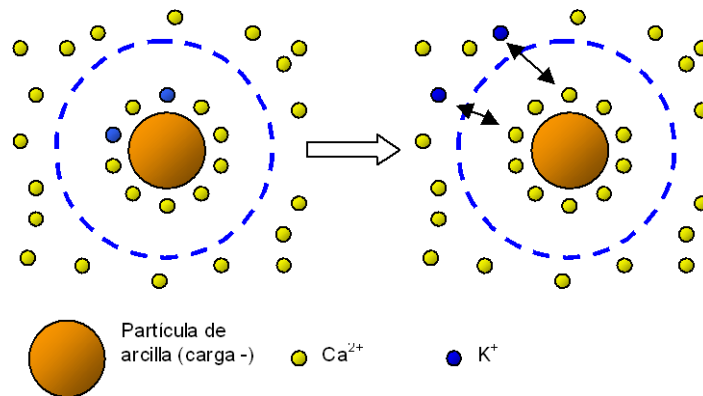


Figura 13-4. Ejemplo de intercambio catiónico entre la solución del suelo y la arcilla, en un suelo saturado por Ca^{2+} .

13.2.1.2 SATURACIÓN EN BASES DEL COMPLEJO DE CAMBIO

La CIC no explica totalmente las características del complejo de cambio del suelo. Suelos con la misma CIC pueden ofrecer comportamientos distintos. Esto se debe a la diferente cantidad de cationes adsorbidos o a la diferente composición de estos.

Los cationes de cambio pueden ser de distintos tipos:

- 1) Cationes básicos. Aquí se incluyen cationes como el Ca^{2+} , el Mg^{2+} y el K^+ . El Na^+ se incluye también en este grupo, aunque se halla en muy baja proporción, y predomina sólo en el caso de los suelos salino-alcálinos.
- 2) Cationes ácidos. En este grupo se incluyen los protones, procedentes de los ácidos húmicos, y el Al^{3+} , procedente de la alteración química del material original.

En función de la naturaleza de la roca, las condiciones bajo las que se desarrolla el suelo, o de los procesos edáficos que tengan lugar, la cantidad y composición de los cationes adsorbidos al complejo coloidal variará de una forma u otra.

La saturación en bases del complejo de cambio se expresa como porcentaje (V) y se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$V = \frac{[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{K}^+] + [\text{Na}^+]}{\text{CIC}} \times 100$$

donde $[\text{Ca}^{2+}]$, por ejemplo, es la cantidad de cationes de calcio expresada en $\text{cmol}(+)/\text{kg}$ de suelo.

La Figura 13-6 muestra la representación gráfica de la relación entre la composición de los cationes de cambio y el grado de saturación o desaturación (acidez / basicidad) de los suelos.

Observando la figura se pueden establecer tres tipos de suelos:

- 1) Suelos desaturados, con presencia importante de cationes ácidos (H^+ y Al^{3+}). La presencia de aluminio indica una elevada acidez y fitotoxicidad.
- 2) Suelos poco saturados a saturados, neutros a ligeramente básicos, con presencia mayoritaria de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el complejo de cambio. No existe aluminio, y los protones ocupan sólo el 12 – 30 % del complejo.

- 3) Suelos muy saturados, donde el porcentaje de H⁺ oscila entre el 4 y el 15 % En los suelos más básicos, el sodio de intercambio llega a representar hasta el 75 % del complejo.

13.2.1.3 SIGNIFICADO AGRONÓMICO DE LA CIC

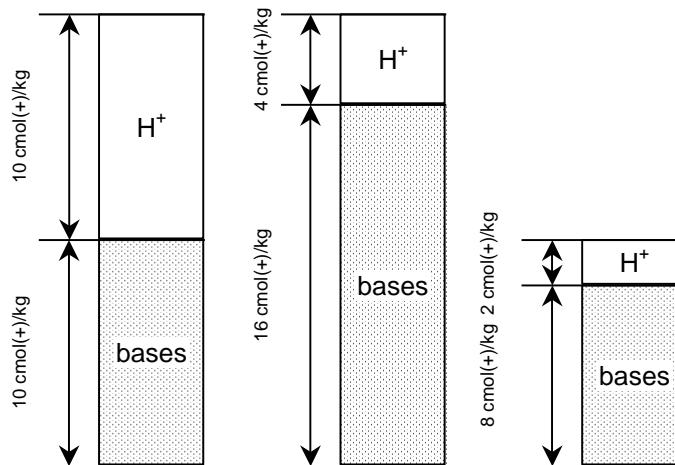
La Figura 13-5 muestra la relación de la CIC de los suelos con parámetros como el pH o la textura del suelo. Así, los primeros dos ejemplos poseen la misma CIC (20 cmol(+)/kg). Sin embargo, en el primer caso se trata de un suelo ácido, con una elevada concentración de protones en la solución y el complejo de cambio. La saturación en bases es moderada:

$$\frac{10\text{cmol}(+)/\text{kg}}{20\text{cmol}(+)/\text{kg}} \times 100 = 50\%$$

En el segundo caso, el pH es neutro, y predominan los cationes básicos frente a los protones. La saturación del complejo de cambio es, por lo tanto, más elevada:

$$\frac{16\text{cmol}(+)/\text{kg}}{20\text{cmol}(+)/\text{kg}} \times 100 = 80\%$$

En el tercer caso, la CIC total del suelo es de 10 cmol(+)/kg, lo que puede ser debido a la textura, que en este ejemplo es francoarenosa. La mayor proporción de partículas gruesas, con una superficie específica baja y menor densidad de carga disminuye la CIC del suelo. El pH, sin embargo, es también neutro, lo que influye en la saturación del complejo de cambio, similar a la del segundo caso.



CIC [cmol(+)/kg]	20	20	10
Saturación (%)	50	80	80
pH	5.5	6.5	6.5
Textura	francoarcillosa	francoarcillosa	francoarenosa

Figura 13-5. Valor de CIC y saturación de tres suelos en función de la acidez y la textura (a partir de Buckman, 1977).

La CIC está estrechamente relacionada con la fertilidad del suelo, ya que una elevada CIC significa una elevada capacidad de almacenar nutrientes, y una disminución del riesgo de pérdida por lavado de los nutrientes. Si el contenido en cationes asimilables es demasiado bajo, estos pueden quedar retenidos en el complejo de cambio y no estar disponibles para las plantas.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que un valor elevado de CIC también significa que, en el caso de un suelo desaturado, inmediatamente tras el abonado, los nutrientes pueden encontrarse adsorbidos en el complejo de cambio, de modo que no estarán disponibles para la planta.

Tanto la capacidad total de intercambio catiónico como la saturación del complejo adsorbente son conceptos importantes a la hora de evaluar la fertilidad química.

La Tabla 13-1 muestra la clasificación del suelo según la saturación del complejo de cambio del suelo. Los valores de CIC permiten comparar suelos distintos, pero hay que tener en cuenta que, dentro de un mismo suelo, la CIC puede variar entre horizontes, indicando diferencias entre los coloides de cada uno de ellos (Figura 13-7).

Tabla 13-1. Clasificación del suelo según la saturación del complejo de cambio.

TASA DE SATURACIÓN	DESCRIPCIÓN
< 40 %	Desaturado
40 – 50 %	Ligeramente saturado
50 – 80 %	Moderadamente saturado
> 80 %	Saturado

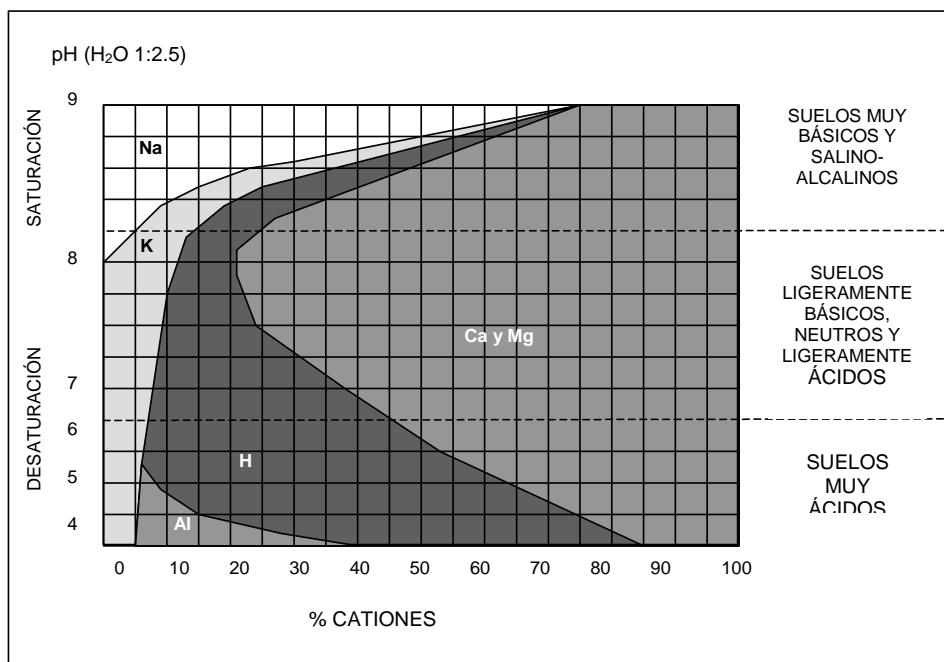


Figura 13-6. Relación entre la composición catiónica del complejo de cambio y la acidez del suelo.

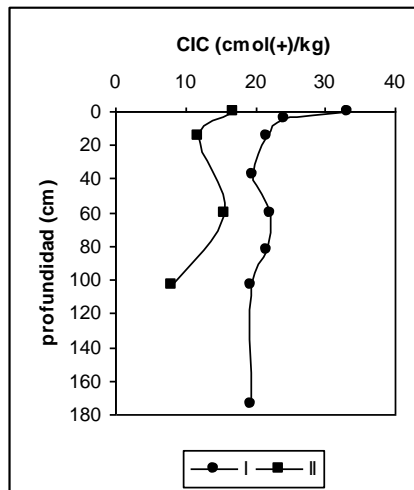


Figura 13-7. Variación de la CIC de dos suelos pardos (I y II) en función de la profundidad. El suelo I presenta en general valores de CIC más elevados que el suelo II, lo que se debe probablemente al tipo de arcilla dominante (en el perfil I, esmectita). El horizonte superficial posee una elevada CIC en ambos casos, debido a la acumulación de materia orgánica. El comportamiento de la CIC en profundidad refleja también la existencia de un horizonte de lavado en ambos suelos (aproximadamente entre 10 y 40 cm) y un horizonte Bt de acumulación de arcilla (en torno a 60 cm de profundidad).

13.2.2 CAMBIO ANIÓNICO

Los suelos ácidos de zonas tropicales, los suelos desarrollados a partir de materiales volcánicos (ricos en alofanos), o los suelos ricos en cargas variables (pH-dependientes) poseen cierta capacidad de intercambiar aniones con la solución del suelo, lo que se conoce como Capacidad de Intercambio Aniónico (CIA).

La caolinita puede presentar cierta carga positiva en las zonas de rotura de la lámina cristalina, lo que permite la adsorción de aniones presentes en la solución del suelo. La adsorción de aniones como el PO_4^{3-} , el SO_4^{2-} y otros puede afectar a la nutrición de las plantas, para las que no se hallarán inmediatamente disponibles.

14 SUELOS SALINOS Y SÓDICOS

14.1 SALINIDAD Y SODICIDAD DEL SUELO

Bajo determinadas condiciones, en el suelo pueden acumularse sales solubles¹, lo que interfiere en el crecimiento de las plantas. Aunque siempre existe una determinada concentración de sales en el suelo, cuando se produce esta interferencia se habla de suelos salinos.

De modo general, se distinguen dos tipos de suelos salinos, dependiendo del catión dominante en el complejo de cambio.

- 1) **Suelos salinos en sentido estricto o suelos halomorfos.** Si el catión predominante es el Ca^{2+} , las sales solubles son muy abundantes en el suelo. El perfil se encuentra muy poco diferenciado, pero su estructura tiende a ser estable, debido al poder floculante del calcio sobre los coloides del suelo. La elevada concentración de sales en el suelo origina un gradiente osmótico que dificulta la absorción de agua por las raíces de la planta, lo que tiene como consecuencia un descenso de la productividad. El pH de los suelos salinos es 8.5 o menor. Se puede ver una capa blanca en la superficie del suelo debida a la acumulación de sales por medio de la elevación capilar.
- 2) **Suelos sódicos.** Cuando el Na^+ es el catión dominante se favorece la dispersión de las arcillas. De este modo, el grado de desarrollo de la estructura es bajo. Por otra parte, la hidrólisis de las arcillas sódicas conduce a la alcalinización del perfil, y esta provoca intensa alteración mineral. El perfil queda bien diferenciado desde el punto de vista morfológico.

El valor de pH oscila entre 8.5 y 10.0. Los suelos sódicos tienen pequeñas cantidades de las sales que se encuentran en los suelos salinos, pero tienen un alto contenido en sodio. En los suelos sódicos, el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) es superior al 15%. A menudo, además del PSI se utiliza el porcentaje de adsorción de sodio (PAS), que compara la concentración de iones de calcio y magnesio con el sodio en el complejo de cambio:

$$PAS = \frac{Na^+}{\frac{\sqrt{Mg^{2+} + Ca^+}}{2}}$$

En los suelos sódicos, este valor se halla por encima de 13.

- 3) **Suelos salino-sódicos.** Se trata de suelos con altos niveles de sales y sodio. El PAS es superior a 13 y el pH menor de 8.5. La estructura no se halla degradada. Sin embargo, en épocas de fuertes lluvias o bajo riego con agua muy pobre en sales, al calcio y magnesio

¹ De manera general, se consideran sales solubles aquellas cuya solubilidad es mayor que la del yeso (2.41 g/l).

solubles pueden lavarse, produciéndose un enriquecimiento diferencial en sodio. En esas condiciones, el suelo puede volverse sódico.

14.2 ORIGEN DE LAS SALES SOLUBLES

El estudio del ciclo de los elementos químicos permite identificar la procedencia de las sales que se acumulan en los suelos. La acumulación no se produce necesariamente *in situ*, sino que puede deberse a procesos de redistribución y acumulación posteriores a su génesis.

La acumulación de sales solubles en el suelo está condicionada por factores litológicos, geomorfológicos, climáticos, hidrológicos y antrópicos (Figura 14-1). Además, el manejo inadecuado del suelo puede dar lugar a la concentración de sales. La salinización por causas antrópicas ocurre normalmente por el empleo de fertilizantes inadecuados, el riego con agua de mala calidad o en condiciones inadecuadas, o bien como resultado de la actividad industrial y minera.

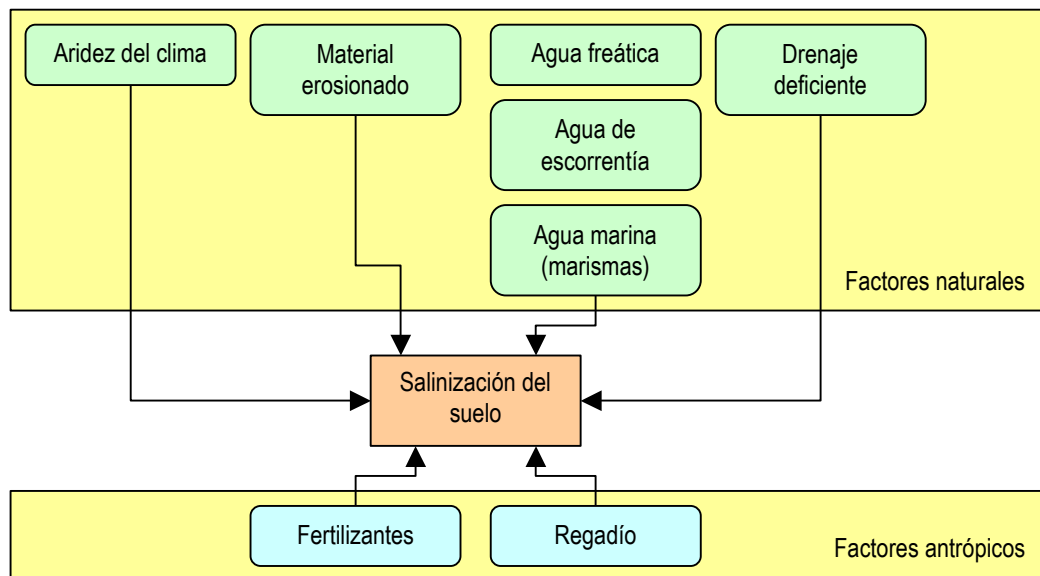


Figura 14-1. Origen de la acumulación de sales en el suelo.

Las sales pueden encontrarse en el suelo de varias formas: precipitadas, en solución o retenidas en el complejo de cambio (adsorbidas).

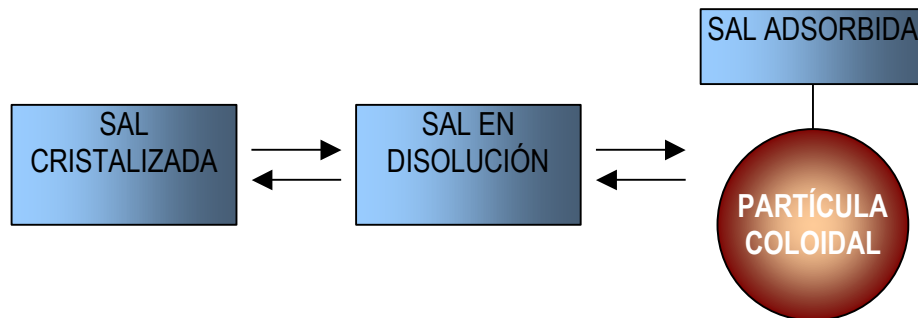


Figura 14-2. Equilibrio entre los distintos compartimentos de sales solubles en el suelo y su disponibilidad.

El equilibrio entre estos tres compartimentos es muy variable (Figura 14-2). Dependiendo de factores externos, se produce preferentemente precipitación o disolución. Durante el período seco disminuye el número de sales en la solución del suelo. Sin embargo, durante el período húmedo se incrementa el número de sales precipitadas en forma de cristales o adsorbidas.

Las sales presentes en el suelo son el resultado de la combinación de unos pocos elementos químicos, fundamentalmente O, Ca, Mg, Na, K, Cl, S, C, N. Sólo el oxígeno y el silicio forman el 70% de la corteza terrestre.

Las sales proceden fundamentalmente de la meteorización de las rocas ígneas y se acumulan en rocas sedimentarias, suelos y aguas. Otra parte de sus iones constituyentes, fundamentalmente cloro y azufre, procede de las emanaciones volcánicas.

La secuencia de liberación de los iones constituyentes de las rocas y minerales, su movilidad y su facilidad para acumularse en las depresiones fisiográficas, dando suelos salinos, son inversamente proporcionales al coeficiente de energía de estos iones.

14.2.1 CICLOS CONTINENTALES

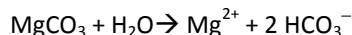
La formación de suelos salinos en el interior de los continentes se debe a la movilización, redistribución y acumulación de sales (cloruros, sulfatos, bicarbonatos o carbonatos).

El ciclo continental de las sales está condicionado por el clima (aridez), el régimen hídrico del suelo, la geomorfología o el tipo de drenaje.

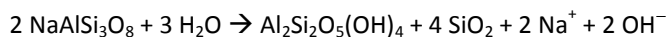
14.2.1.1 CICLO CONTINENTAL DE ACUMULACIÓN PRIMARIA DE SALES

Las sales proceden de la meteorización de las rocas, de alguna de las siguientes maneras:

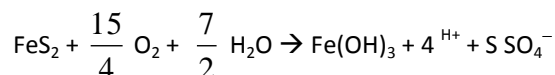
- 1) Los productos de la meteorización son solubles y se hallan en la misma proporción que en el mineral. Ej.: carbonatación.



- 2) Los productos de la meteorización son compuestos solubles y minerales insolubles de neoformación. Ej.: hidrólisis de la albita.



- 3) En la meteorización hay cambios en el estado de óxido-reducción, pudiendo afectar al pH del medio. Ej.: oxidación de los sulfuros.



14.2.1.2 CICLO CONTINENTAL DE ACUMULACIÓN SECUNDARIA DE SALES

En este proceso tienen importancia las rocas sedimentarias formadas en medios como los océanos o las aguas continentales salobres, a veces asociadas a procesos evaporíticos. Como resultado, el material que aflora puede contener cantidades muy elevadas de sales.

Posteriormente, las sales son redistribuidas por efecto de la escorrentía superficial o el drenaje en profundidad. La acumulación se produce normalmente en áreas deprimidas con drenaje deficiente.

14.2.2 CICLOS MARINOS

Los suelos de las llanuras asociadas a las costas, bahías y marismas pueden presentar acumulaciones de sales de origen marino, como el ClNa, como resultado de la inundación periódica, la existencia de capas freáticas, el transporte por el viento (*spray* marino), etc.

Un descenso de la capa freática salada puede frenar y revertir de manera natural el proceso de salinización (Figura 14-3).

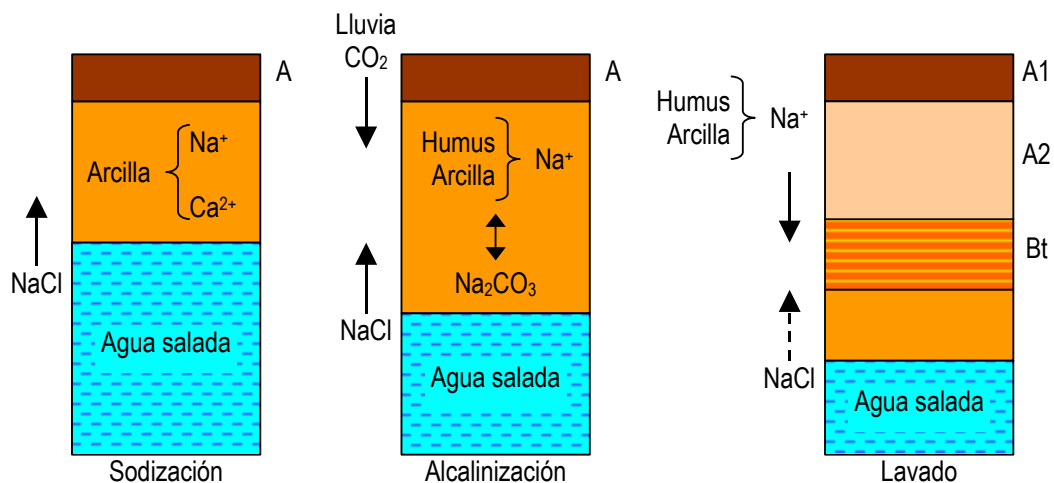


Figura 14-3. Evolución de los suelos salinos por descenso de la capa de agua salada (alcalinización indirecta).

14.2.3 CICLOS DELTÁICOS

Los deltas constituyen sistemas con suelos de una elevada fertilidad. La disponibilidad de agua dulce es alta, debido al transporte que realiza el río, pero puede existir influencia del agua marina o de capas freáticas con alto grado de salinidad.

14.2.4 CICLOS ARTESIANOS

En ocasiones, la existencia de procesos de salinización en suelos alejados del mar o bajo condiciones no áridas puede explicarse mediante la existencia de aguas freáticas profundas que

ascienden por medio de fallas y fracturas de la roca. En su movimiento ascendente, el agua puede disolver y acumular sales que llegan a la superficie.

14.2.5 CICLOS ANTROPOGÉNICOS

Las principales causas de salinización antrópica son las siguientes:

- 1) Actividad agrícola
 - a. Uso inapropiado de fertilizantes.
 - b. Riego con aguas de mala calidad.
- 2) Transformaciones en regadíos
 - a. Regadíos sobre rocas que poseen sales en su composición.
 - b. Elevación de la capa freática.
 - c. Riego con agua de elevada concentración en sales.
 - d. Acumulación de sales en la zona radicular por riego continuado y sin drenaje.
 - e. Procesos de sodificación, con deradación de la estructura, por regar con aguas pobres en Ca^{2+} .
- 3) Actividades industriales y mineras.
 - a. Lluvia ácida.
 - b. Afloramiento de materiales salinos o sódicos durante la actividad minera.

14.3 PRINCIPALES TIPOS DE SALES EN LOS SUELOS BAJO CONDICIONES ÁRIDAS

De modo orientativo, los principales tipos de sales que pueden encontrarse en suelos de zonas áridas y semiáridas son los siguientes:

Tipo	Presencia en suelos salinos	Toxicidad para las plantas
NaCl_2	común	Tóxico
MgCl_2	común	Muy tóxico
CaCl_2	rara	Tóxico

KCl	baja	Ligeramente tóxico
Na ₂ SO ₄	común	Moderadamente tóxico
MgSO ₄	común	Muy tóxico
K ₂ SO ₄	baja	Ligeramente tóxico
Na ₂ CO ₃	suelos sódicos	Extremadamente tóxico
CO ₃ HNa	suelos sódicos	Muy tóxico

14.4 EFECTOS DE LA SALINIDAD Y SODICIDAD SOBRE EL CRECIMIENTO DE LAS PLANTAS

En medios salinos, el crecimiento de las plantas se ve afectado desfavorablemente. En las plantas no adaptadas a los medios salinos, la presencia de sales provoca una inhibición general del crecimiento. De manera detallada, los síntomas que puede ofrecer la planta son los siguientes:

- 1) Retardo en la nascencia.
- 2) Menor área foliar y crecimiento lento o incompleto.
- 3) Menor producción de materia seca.
- 4) Necrosis en las hojas.
- 5) Hojas de color verde más oscuro que en plantas normales.
- 6) Disminución del rendimiento del cultivo.
- 7) En condiciones extremas, muerte antes de completar el desarrollo.

La acumulación de sales en el suelo lleva ligados problemas que se explican a partir de tres efectos diferentes que condicionan la fertilidad. Normalmente ocurre un solapamiento entre estos efectos, y es casi imposible identificarlos por separado:

- 1) Efecto osmótico. Actúa dificultando la absorción de agua por las raíces. La presión osmótica de la solución del suelo aumenta con la cantidad de iones en disolución. Cuando esto ocurre, las plantas deben realizar un ajuste osmótico en sus células para poder seguir absorbiendo agua. El esfuerzo que debe hacer la planta para extraer el agua equivale al potencial matricial más el potencial osmótico. Este proceso requiere energía que se resta a otros procesos metabólicos. En condiciones de salinidad, a pesar

de que el suelo contenga agua, la planta no es capaz de absorber el agua, sufre estrés hídrico y se seca. Este proceso se conoce como *sequía fisiológica*. En la práctica, la energía adicional requerida para absorber el agua en un suelo salino es aditiva a la energía requerida para absorber el agua en un suelo no salino; a esta fuerza adicional se la conoce como el efecto osmótico o potencial osmótico (Figura 14-4). El efecto acumulativo trae como consecuencia una reducción importante en el agua aprovechable para el cultivo a medida que aumenta la salinidad. Los efectos de la salinidad son estrechamente análogos a los de la sequía. La reducción en el crecimiento, daño en los tejidos y necrosis son síntomas típicos del efecto de las sales que son notorios solo después de una exposición a la salinidad.

- 2) Efecto del ión específico. El estudio de los fenómenos de toxicidad específica de los iones se suele plantear desde el punto de vista de un cultivo determinado, y queda al margen del estudio de la fertilidad.
- 3) Efecto del sodio intercambiable (suelos sódicos). Cuando el catión Na^+ ocupa la mayor parte del complejo arcillo-húmico, éste se dispersa, dificultándose la floculación. El porcentaje de sodio intercambiable se determina mediante la siguiente fórmula:

$$PSI = \frac{\text{Na}^+}{\text{CIC}} \times 100$$

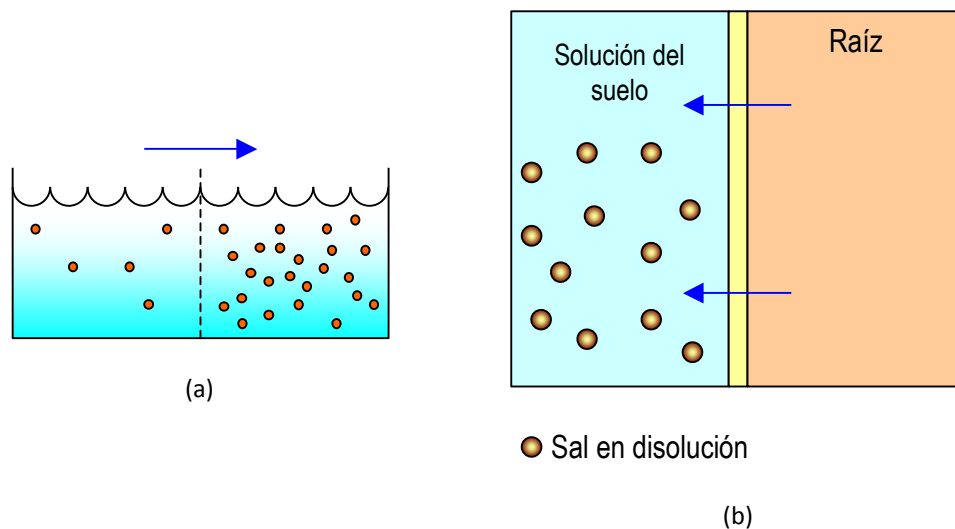


Figura 14-4. (a) Si se disponen dos compartimentos con distintas disoluciones de sales en agua, en contacto a través de una membrana semipermeable, se produce una diferencia de presión osmótica que origina un flujo de agua desde la solución menos concentrada (hipotónica) a la más concentrada (hipertónica). El flujo cesa cuando ambas disoluciones están a la misma concentración. (b) Movimiento del agua desde la raíz (compartimento hipotónico) al suelo (compartimento hipertónico) en un suelo salino.

14.5 EFECTO DE LA SALINIDAD SOBRE LA FERTILIDAD FÍSICA

El principal efecto que tiene la acumulación de sales desde el punto de vista de la fertilidad física del suelo es la pérdida de estructura.

La presencia de Na^+ en la solución del suelo actúa como un dispersante, de modo que evita la floculación de las arcillas y contribuye a la degradación de la estructura. Esto afecta al volumen poroso, que disminuye. Como resultado, disminuye también la permeabilidad y el drenaje vertical del perfil de suelo.

En el manejo de suelos con riesgo de sodificación es necesario tener en cuenta el valor de la concentración crítica para cada valor de PSI, para no producir una disminución de la fertilidad física del suelo por degradación de la estructura. Los datos obtenidos por Quirk y Schofield en 1955 (Figura 14-5) permiten establecer la relación entre estos dos parámetros. Estos datos permiten calcular la concentración crítica de sales (X) en el agua de riego:

$$X = 0.56 \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\text{Ca}^{2+}}} + 0.6$$

Esto puede contribuir a la mejora de suelos salino-sódicos para evitar la expansión y translocación de coloides, lavando con aguas de alta concentración salina, lo que permitirá mantener una conductividad hidráulica adecuada, de manera que el sodio vaya siendo lavado progresivamente.

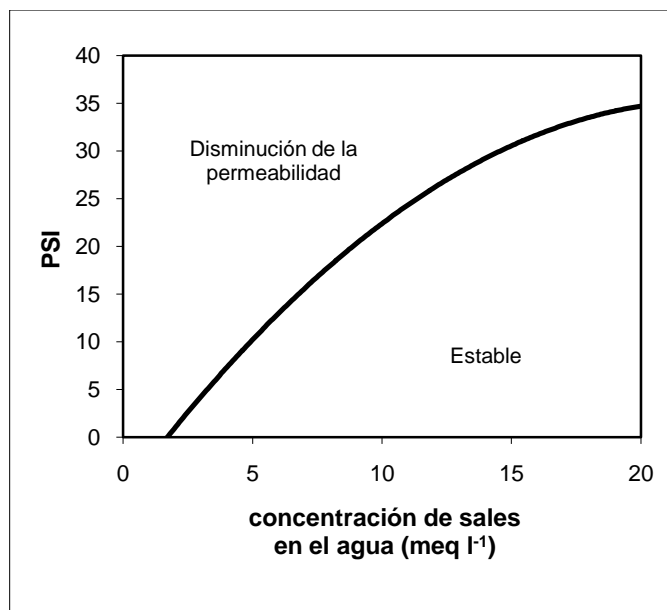


Figura 14-5. Relación entre el PSI y la concentración de sales en el agua del suelo.

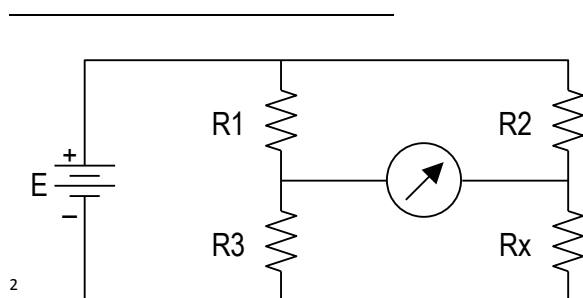
14.6 MEDIDA DE LA SALINIDAD

La medida de la composición del suelo en sales solubles es complicada, de modo que se suele realizar una prueba previa de salinidad. Esta es una medida cualitativa, que consiste en medir la conductividad eléctrica (CE) de una mezcla suelo/agua en proporción 1:5 ($\text{CE}_{1:5}$) o en pasta saturada (CE_{ps}). La CE se mide mediante un conductímetro, cuyo fundamento es un puente de

Wheatstone². La CE es proporcional a la concentración de sales en la solución, y se halla influida por la temperatura. Por esta razón, la lectura del conductímetro se halla referida a 25 °C. Sólo en el caso de que se observe un carácter salino del suelo es recomendable realizar el análisis cuantitativo de las sales solubles del suelo. Según la conductividad eléctrica del suelo, ya sea en mezcla 1:5 o como pasta saturada, el suelo se puede clasificar según la Tabla 14-1.

Tabla 14-1. Clasificación del suelo según su conductividad eléctrica.

CE _{1:5} (dS/m)	CE _{PS} (dS/m)	DESCRIPCIÓN	COMENTARIO
< 0.35	< 2	No salino	Las plantas cultivadas no presentan problemas
0.35 – 0.65	2 – 4	Ligeramente salino	Algunas especies sensibles pueden presentar problemas
0.65 – 1.15	4 – 8	Salino	La mayoría de plantas cultivadas pueden presentar problemas
> 1.15	8 - 16	Muy salino	Sólo las especies resistentes a la salinidad pueden ser cultivadas



Este circuito, denominado puente de Wheatstone, está formado por tres resistencias conocidas y una desconocida (R_x), conectadas a una fuente de corriente continua y a un galvanómetro. Variando el valor de una de las resistencias conocidas, el puente se puede ajustar a cualquier valor de la resistencia desconocida, que se calcula a partir de los valores de las otras resistencias.

Este circuito consiste en tres resistencias conocidas y una resistencia desconocida, conectadas entre sí en forma de diamante. Se aplica una corriente continua a través de dos puntos opuestos del diamante y se conecta un galvanómetro (\odot) como detector de cero a los otros dos puntos. Cuando todas las resistencias se nivelan, las corrientes que circulan por los dos brazos del circuito se igualan, lo que elimina el paso de corriente por el galvanómetro. Variando el valor de una de las resistencias conocidas, el puente se puede ajustar a cualquier valor de la resistencia desconocida, que se calcula a partir de los valores de las otras resistencias.

Aunque no es un método fiable, sino meramente orientativo, la conductividad eléctrica en pasta saturada puede relacionarse con la conductividad eléctrica en mezcla 1:5 mediante la siguiente ecuación:

$$CE_{PS} = 7.351 \cdot CE_{1:5} - 0.568$$

15 BIBLIOGRAFÍA

- BARREIRA, E.A. 1978. Fundamentos de Edafología para la Agricultura. Ed. Hemisferio Sur. Buenos Aires.
- BAVER, L.D., y GARDNER, W.R. 1973. Física de suelo. Ed. UTEHA. México.
- BONNEAU, M., SOCHIER, B. 1987. Edafología 2. Constituyentes y propiedades del suelo. Ed. Toray-Masson. Barcelona.
- CAILLERE, S., HENIN, S., RAUTUREAU, M. 1982. Minéralogie des argiles. Tome 1. Structure et propriétés physicochimiques. Ed. Masson. París.
- CARBALLAS, T. et al. 1981. Clave para la clasificación de los suelos (UNESCO-FAO). Sociedad Española de la Ciencia del Suelo. Madrid.
- CARDÚS, J. 1962. Intercambio iónico en suelos y en vegetales. Ed. Real Academia Española de Farmacia. Barcelona.
- DUCHAUFOR, P. 1975. Manual de Edafología. Ed. Toray-Masson. Barcelona.
- DUCHAUFOR, P. 1984. Edafología 1. Edafogénesis y clasificación. Ed. Toray-Masson. Barcelona.
- EMERSON, W.W., y DEXTER, A.R. 1978. Modification of soil structure. Ed. John Wiley. New York.
- GARCÍA, J., GARCÍA, R. 1982. Edafología y fertilización agrícola. Ed. AEDOS. Barcelona.
- GAVANDE, S.A. 1972. Física de suelos. Principios y aplicaciones. Ed. Limusa-Wiley. México.
- GUITIÁN OJEA, F., y CARBALLAS FERNÁNDEZ, T. 1976. Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- FOTH, H.D. 1987. Fundamentos de la ciencia del suelo. Ed. Continental. México.
- KONONOVA, M.M. 1981. Materia orgánica del suelo. Ed. Oikos. Barcelona.
- KUBAT, J., (Ed.). 1992. Humus. Its structure and role in agriculture and environment. Ed. Elsevier. Amsterdam.
- NARRO, E. 1994. Física de suelos. Con enfoque agrícola. Ed. Trillas. México.
- NAVARRO, S., y NAVARRO, G. 1984. Temas de química agrícola. Ed. Academia. León.
- PORTA, J. 1986. Técnicas y experimentos en edafología. Ed. Colegio de Ingenieros Agrónomos de Cataluña. Barcelona.
- PORTA, J., LÓPEZ-ACEVEDO, M., y ROQUERO, C. 1999. Edafología. Para la agricultura y medio ambiente. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.
- RUSELL, W. 1973. Soil condition and plant growth. Ed. William Clowes and Sons. London.
- USDA. 1977. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Ed. Limusa. México.

WHITE, R.E. 1979. Introduction to the principles and practice of soil science. Blackwell Publ.