

PRINCIPIOS DE EDAFOLOGIA

con énfasis
en suelos argentinos

Coordinación:
Ing. Agr. Marta Conti

Editorial
Facultad
Agronomía

2da. Edición

FACULTAD DE AGRONOMÍA
Universidad de Buenos Aires



EDITORIAL FACULTAD DE AGRONOMÍA

DIRECTOR

Ing. Agr. ANTONIO J. PASCALE

SEGUNDA EDICIÓN agosto de 2000

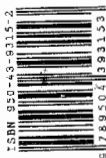
1ra. Reimpresión agosto 2005

2da. Reimpresión junio 2007

Queda hecho el depósito que marca la ley 11.743
Reservados todos los derechos.
Prohibida la reproducción o uso tanto en español
o en cualquier otro idioma, en todo o en parte
por ningún medio mecánico o electrónico,
para uso público o privado, sin la previa
autorización por escrito de la editorial y los autores.

Copyright (C) 2000 - ISBN 950-43-9315-2

Impreso en la Argentina - Printed in Argentine
EDITORIAL FACULTAD DE AGRONOMÍA
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Avda. San Martín 4453 - (1417) Buenos Aires - Argentina
e-mail:efa@agro.uba.ar
www.agro.uba.ar



PRÓLOGO DE LA 1RA. EDICIÓN

Este libro "Principios de Edafología, con énfasis en suelos argentinos" fue generado como una respuesta a la necesidad de tener un texto simple que facilite el estudio de las características y funcionamiento del suelo.

El texto desarrolla capítulos básicos del estudio de los suelos. El material cubre un gran número de disciplinas, abarcando: geología, pedología, génesis, química, física, biología y clasificación de los suelos. En la mayoría de los capítulos se presentan datos y ejemplos de suelos argentinos, y en todos la bibliografía de apoyo utilizada.

Fue realizado por docentes de la Cátedra de Edafología e invitados especiales, como texto introductorio específicamente para los estudiantes de las Facultades de Agronomía y carreras afines, que tienen programas comunes. También puede resultar de interés para profesionales que quieran actualizar su conocimiento en la materia.

MARTA E. CONTI
Profesora Titular de Edafología
Facultad de Agronomía
Universidad de Buenos Aires

PRÓLOGO A LA 2DA. EDICIÓN

Este libro, del cual se presenta ya su segunda edición, constituye una muy interesante contribución al conocimiento, y fundamentalmente a la enseñanza, de la ciencia edafológica.

Su estructura y presentación están realizadas de manera orgánica siguiendo una secuencia lógica y didáctica de las diferentes temáticas tratadas, las cuales se inician con los distintos elementos que componen los suelos, se continúan con su origen y evolución, la morfología y fisiología, sus características físicas, químicas y biológicas, culminando con su clasificación y cartografía.

Estos contenidos, que se exponen en sus aspectos teóricos y experimentales de manera general, son ejemplificados mediante información derivada de los suelos más representativos de la Argentina. Así, el texto resulta especialmente atractivo y útil para todo lector interesado en este cuerpo natural, y muy especialmente para los estudiantes de aquellas carreras donde esta disciplina es parte fundamental de su curricula.

La adecuada bibliografía de apoyo, indicada al final de cada capítulo, ofrece la posibilidad de profundizar en aquellos temas en los cuales se podría estar aún más interesado.

De esta forma, su contenido posibilita conocer, comprender y utilizar mejor los suelos y enriquece, de manera significativa, la bibliografía nacional en la materia.

La circunstancia de ser los autores integrantes de una cátedra perteneciente a una prestigiosa facultad garantiza el rigor científico, metodológico y pedagógico de la obra y es representativo del cumplimiento por parte de ellos del compromiso, dedicación y trascendencia social que necesariamente debe tener la actividad docente.

Dr. CARLOS O. SCOPPA

Contenido y autores

Prólogo de la primera edición	V
Prólogo de la segunda edición	VII
1. INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo	
Definición del marco de referencia	1
Reseña histórica de los estudios edafológicos	1
Campos de estudio de la Edafología	2
Qué es el suelo	2
Relevancia del estudio de la Ciencia del Suelo	3
Bibliografía de apoyo	4
2. CONSTITUYENTES DEL SUELO	
Rocas - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo	
Introducción	9
Clasificación de las rocas	13
Rocas ígneas	13
Rocas sedimentarias	15
Ciclo de las rocas	21
Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas	22
Presencia de distintos tipos de rocas en la Argentina	23
Bibliografía de apoyo	24
Minerales - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo	
Introducción	27
Estructuras cristalinas	28
Minerales primarios	28
Minerales secundarios	33
Minerales en la Argentina	41
Bibliografía de apoyo	42
Textura - Ing. Agr. Diego J. Cosentino	
Introducción	45
Textura y composición granulométrica	47
Composición mecánica - Partículas primarias	47
Clases texturales	51
Superficie específica	53
Métodos de determinación	56
a) Superficie específica	56
b) Análisis de distribución de tamaño de partícula	57
Limitaciones al uso de la ley de Stokes	59
Aspectos prácticos de la textura	62
Textura de suelos argentinos. Ejemplos	63
Bibliografía de apoyo	64
Materia orgánica del suelo - Ing. Agr. Marta E. Conti	
Introducción	67
Origen y composición de la materia orgánica edáfica	68
Naturaleza y propiedades de las sustancias húmicas	76
Clasificación de las sustancias húmicas	79
Complejos húmico-arcillosos	81
Funciones de la materia orgánica en el suelo	82
Contenido de materia orgánica del suelo	84
Contenido de materia orgánica en grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires	86
Organismos del suelo - Ing. Agr. Alejandro Costantini	
Introducción	89
El suelo como habitat para los microorganismos	89

Microorganismos del suelo	91
Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes	92
Importancia de la biomasa microbiana en el suelo	93
Macroorganismos o fauna edáfica	96
Bibliografía de apoyo	101

3. FORMACIÓN Y DESARROLLO DE SUELOS

Meteorización - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo	
Introducción	107
Meteorización física o desintegración	108
Meteorización química o descomposición	108
Meteorización biológica	110
Factores que inciden en la meteorización	110
Tipo de meteorización	112
Meteorización y Lixiviación	113
Bibliografía de apoyo	113
Factores formadores de suelos - Ing. Agr. Carla Pascale	
Introducción	117
Factores formadores	118
Interrelación entre factores	127
Ejemplos de secuencias en la Argentina	129
Bibliografía de apoyo	131
Estructura - Ing. Agr. Martha Palma	
Introducción	135
Niveles de organización estructural	136
Estructura estable	139
Formación y estabilización de la estructura	140
Modelos de unión entre partículas para formar agregados	146
Evaluación de la estabilidad de los agregados	148
Problemas de estructura en suelos argentinos	152
Bibliografía de apoyo	156
Densidad de suelos - Ings. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno	
Introducción	159
Densidad real	160
Densidad aparente	161
Bibliografía de apoyo	165
Color, Consistencia, Moteados y Concreciones - Ings. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno	
Color	169
Consistencia	172
Moteados	176
Concreciones	176
Bibliografía de apoyo	176
Perfil del suelo - Prof. Nilda M. Arrigo	
Introducción	179
Nomenclatura de horizontes y capas	180
Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales	182
Ejemplos de aplicación de la nomenclatura	183
Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina	184
Bibliografía de apoyo	184
4. PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO	
Coloides del suelo - Ing. Agr. Marta Elvira Conti	
Introducción	189
Teorías y modelos de la doble capa	190

Punto de carga cero	193
Potencial Zeta - Punto Isoeléctrico	195
Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo	196
Efecto de floculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal	198
Bibliografía de apoyo	198

Intercambio de iones - Ing. Agr. Marta E. Conti

Introducción	201
Origen de las cargas de las partículas del suelo	202
Cationes y capacidad de intercambio de cationes	205
Capacidad de intercambio de aniones	207
Mecanismos del intercambio. Ecuaciones	208
Intercambio iónico. Relación con la acidez del suelo y la disponibilidad de nutrientes	210
Ejemplo de valores de CIC y cationes intercambiables que caracterizan a suelos argentinos	211
Bibliografía de apoyo	212

Reacción del Suelo - Ings. Agrs. Mirta González, Andrea Segat y Marta E. Conti

Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH	215
Clasificación de acidez	216
Origen de la acidez de los suelos	218
Origen de los H ⁺ y OH ⁻ de la solución del suelo	218
Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez	222
Factores que determinan la intensidad de la acidez	223
Factores que determinan la intensidad de la alcalinización	224
Efectos del pH sobre algunas características del suelo	225
Ejemplos de pH en series de Suelos Argentinos	226
Capacidad reguladora del suelo	226
Bibliografía de apoyo	228

5. AGUA DEL SUELO

Agua del Suelo - Ing. Agr. Silvia Ratto

Introducción	233
Contenido de agua del suelo y relaciones energéticas	237
Dinámica del agua del suelo	256
Relación agua-suelo-planta-atmósfera	265
Bibliografía de apoyo	268

6. CICLOS BIOGEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS

Nitrógeno del Suelo - Ings. Agrs. R. Martha Palma y Andrea L. Segat

Introducción	273
Origen y forma de nitrógeno del suelo	274
Ciclo del nitrógeno	275
Ciclo interno del nitrógeno en el suelo	282
Evaluación del nitrógeno del suelo	286
Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en Suelos Argentinos	286
Bibliografía de apoyo	289

Fósforo - Ing. Agr. Olga S. Heredia

Funciones del fósforo	293
Minerales fosfatados	294
Ciclos del fósforo	295
Fósforo disponible para las plantas	298
Métodos de evaluación	304
Ejemplos en Suelos Argentinos	308
Bibliografía de apoyo	310

Potasio del Suelo - Ing. Agr. Marta E. Conti	
Introducción	315
Ciclo del potasio en el suelo	316
Dinámica del potasio. Relación cantidad-intensidad	318
Ejemplo en Suelos Argentinos	320
Bibliografía de apoyo	321
Azufre - Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo	
Introducción	325
Formas de azufre en agroecosistemas	327
Ciclo del azufre	328
Evaluación	330
Bibliografía de apoyo	332
7. SISTEMÁTICA DE SUELOS	
Procesos pedogenéticos - Ing. Agr. Luis Berasategui e Ing. Agr. Olga S. Heredia	
Introducción	337
Suelos clímax	338
Tipos de evolución	339
Principales procesos pedogenéticos	340
Bibliografía de apoyo	350
Clasificación de suelos - Ings. Agrs. Luis Berasategui, Diego Cosentino y Prof. Nilda M. Arrigo	
Introducción	353
Clasificación americana de 1949 (Thorpe y Smith)	354
La taxonomía de suelos de los E.E.U.U.	355
Bibliografía de apoyo	376
8. CALIDAD Y SALUD DE SUELOS - Ing. Agr. Marta E. Conti	
Introducción	381
Agricultura vs. Salud del suelo	382
Calidad, salud y resiliencia del suelo	383
Uso de indicadores de calidad de suelo	385
Bibliografía de apoyo	386
9. SUELOS ARGENTINOS	
Suelos Argentinos - Lic. Gustavo Moscatelli e Ing. Agr. Inés Puentes	
Introducción	393
Factores formadores	393
Clasificación de los suelos	395
Bibliografía de apoyo	414
10. CARTOGRAFÍA DE SUELOS	
Cartografía de suelos - Ing. Agr. Olga S. Heredia y Prof. Nilda M. Arrigo	
Una herramienta indispensable para la agronomía	
Introducción	419
Tipos de mapas	419
Elementos básicos de un mapa	420
Metodología de trabajo para la confección de una carta de suelos	425
Descripción de Dominio Edáfico, Unidades cartográficas	427
Ejemplos de uso en la Argentina	429
Bibliografía de apoyo	430

Introducción a la Edafología

1

INTRODUCCIÓN A LA EDAFOLOGÍA

Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo

Definición del marco de referencia

Edafología: ciencia que estudia la naturaleza y propiedades de los suelos con relación a la producción vegetal. Proviene del griego "edaphos": suelo, y "logos": tratado. En general, se toma como sinónimo de Pedología pero, la diferencia entre pedón y edafón, es que el primero es el suelo en el sentido de piso y, el segundo, suelo que se cultiva.

Reseña histórica de los estudios edafológicos

La explotación de los suelos por el hombre comenzó aproximadamente hace 1.000 años. El hombre se expandió fuera de sus asentamientos en la Mesopotamia y Canaan y llegó hasta China y América en pocos miles de años. Existen registros en China que muestran que la fertilidad de los suelos era utilizada en la determinación de impuestos. El conocimiento de los suelos fue un ejercicio práctico y cotidiano, que fue transmitido con pocas innovaciones hasta el siglo XVIII.

Desde ese momento, la demanda de alimentos en Europa comenzó a aumentar, y el aumento del estándar de vida como resultado de la Revolución Industrial siguió estimulando la demanda de productos agrícolas.

En 1840, von Liebig estableció que las plantas absorbían nutrientes inorgánicos del suelo. En 1850 Way descubrió el proceso de intercambio catiónico de los suelos y, entre 1860 y 1890 Pasteur, Warington y Winogradsky dilucidaron el rol de los microorganismos.

La influencia de la ciencia rusa comenzó a partir de 1870, con la escuela de Dokuchaiev, que diferenció el suelo del material parental. La influencia rusa en Occidente fue notable y contribuyó al estudio de los factores formadores, el perfil y sus capas u horizontes

En el siglo XX se expandió el área cultivada, comenzó la Revolución Verde y la utilización creciente de fertilizantes y pesticidas con el objetivo de incrementar los rendimientos. En la actualidad la tendencia es tratar de lograr la sustentabilidad de los agroecosistemas.

Campos de estudio de la Edafología

1. Génesis y evolución de los suelos

Estudia el origen de los suelos a partir de las rocas y su evolución hasta llegar, o no, a un estado de equilibrio con las condiciones agroclimáticas del lugar.

2. Morfología

Analiza la descripción del paisaje y las características internas del suelo situado en él.

3. Clasificación

Agrupar a los suelos en categorías de acuerdo a características que van de lo general a lo particular.

4. Relevamiento y Cartografía

Detecta distintas unidades edáficas mediante la observación de perfiles a campo. Esta tarea se conoce con el nombre de relevamiento, levantamiento o reconocimiento y culmina con la confección de un mapa de suelos.

5. Física

Trata lo referente a las partículas primarias, su agrupamiento en agregados, el agua del suelo, su temperatura, porosidad, densidad, consistencia, aireación, color.

6. Físico-química

Estudia fundamentalmente los fenómenos de superficie, asociados con la reacción del suelo y los fenómenos de intercambio iónico.

7. Bioquímica

Estudia los ciclos biogeoquímicos de los nutrientes y su relación con los organismos del suelo.

8. Tecnología

Los conocimientos anteriores se resumen en dos aspectos prácticos de fundamental importancia: el manejo y la conservación de los suelos. El manejo de los suelos implica su uso correcto para los fines de la producción agropecuaria. Comprende desde las distintas aptitudes de los suelos, la elección de los cultivos, formas de labranza, utilización de técnicas como el riego y la fertilización, etc. La conservación del recurso natural suelo tiene trascendencia no sólo técnica, sino también socioeconómica.

¿Qué es el suelo?

Es un **subsistema natural abierto**, que se distingue claramente de la roca inerte que le dio origen por la presencia de vida vegetal y animal, por una organización estructural que refleja la acción de los procesos de pedogénesis (formación de los suelos) y por su capacidad de responder a cambios ambientales. Es tridimensional, y continuamente variable en el espacio y en el tiempo.

Es un **recurso natural limitado**, que puede deteriorarse con un mal manejo. Su formación implica miles o millones de años: un suelo tropical precisa 50.000 años/metro de suelo. En el caso de un suelo de pradera son necesarios 10.000 años/metro de suelo.

Aunque la atmósfera, litósfera, hidrósfera y biósfera pueden ser claramente definidas, sus límites no siempre lo son debido a su continua interacción: el aire está en contacto con las rocas, las rocas están en contacto con el agua, el agua y el aire se mezclan. Cambios muy importantes ocurren en las interfases, y el suelo que se originará es considerado un **ecotono**, frontera de la vida, y nudo de los equilibrios ambientales.

La importancia del suelo en los **equilibrios ambientales** se refiere a su rol clásico en cuanto a la nutrición de las plantas, su utilización como receptor de residuos (residuos sólidos urbanos, lodos cloacales, efluentes zootécnicos, residuos industriales) y su acción como filtro respecto a contaminantes, mediante interacción de éstos con partículas orgánicas o inorgánicas, debiendo focalizarse con especial atención el pasaje de sustancias tóxicas a la cadena trófica.

El concepto de **salud de un ecosistema** puede aplicarse al suelo: se refiere a su habilidad para mantener la productividad en el tiempo y bajo cambios agroecológicos que puedan surgir a través de cambios económicos, climáticos o de elección de cultivos, responder a situaciones de estrés y recobrar el equilibrio después de ser disturbado.

La **salud biológica del suelo** se utiliza en un sentido genérico para describir propiedades, procesos y potencialidad del suelo asociados con materiales orgánicos vivos o muertos. Puede considerarse en términos de composición de poblaciones, o procesos cumplidos por organismos.

Relevancia del estudio de la Ciencia del Suelo

Es una disciplina con derecho propio que hace una contribución fundamental a las ciencias agrícolas, forestales, ecología, medio ambiente, geografía, ingeniería civil y arqueología. Las investigaciones acerca de la microestructura de las arcillas pueden ser tan estimulantes intelectualmente como el descifrar un código genético. Deben también ser consideradas de igual importancia para el bienestar del hombre.

Nuestra civilización es dependiente de los metales extraídos del suelo como minerales, y de las materias primas con las que se fabrica energía (carbón, petróleo, gas natural). También se sacan de la tierra los materiales de construcción y, los agroecosistemas, exportan productos comerciales originados por acción antrópica.

Es difícil encarar su estudio para satisfacer por igual los requerimientos específicos de pedólogos, ecólogos o geógrafos, considerando las diferencias de comportamiento de ecosistemas naturales o agrícolas pero, debe reconocerse como un recurso natural fundamental, que debe ser manejado de un modo sustentable, preservando tanto su potencial de productividad como otros valores que el hombre puede disfrutar, como los paisajísticos.

La atención pública respecto a esta ciencia se dirigía a principios de siglo hacia los problemas de erosión, reconociendo la fragilidad de algunos suelos. Luego de la Segunda Guerra Mundial, el principal aspecto preocupante fue el crecimiento poblacional y la demanda de alimentos que requerían mayor productividad. En los últimos años los movimientos ecologistas llamaron la atención sobre creciente contaminación de los suelos, debida a factores naturales o antropogénicos.

Todavía existen muchos problemas por resolver, de identidad diferente en países desarrollados o en vías de desarrollo, con antinomias entre productividad y preservación del ambiente. La producción agropecuaria evoluciona con un desarrollo científico y tecnológico que requerirá mayores conocimientos de los suelos que los actualmente existentes. Esto plantea un desafío a los edafólogos, y a ustedes, los estudiantes de hoy e ingenieros del tercer milenio.

Bibliografía de apoyo

- SEQUI, P. 1991. *Chimica del suolo*. Patron Editore, Bologna.
- CLEENPUT, VAN. O. 1993. Fertilization, sustainable agriculture and preservation of the environment. Proc. FAO /IAEA Soil-plant aspects of sustainable agriculture: 3-16.
- WHITE, R.E. 1985. *Introducción a los principios y práctica de la Ciencia del Suelo*. Blackwell. Oxford.
- PARK, J. S.H. COUSINS. 1995. Soil biological health and agro-ecological change. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 56:137-148.
- TINKER, P.B. 1985. Soil Science in a changing world. *Journal of Soil Science* 36:1-8.
- BRADY, N. C., Mc MILLAN. 1990. *The nature and properties of soils.* , Nueva York.

Constituyentes del Suelo

Rocas

Minerales

Textura

Materia Orgánica

Organismos del suelo

2

ROCAS

Temario

1. Introducción

- 1.1 La Tierra, un misterio bajo nuestros pies
- 1.2 Formación de los suelos
- 1.3 Clasificación geológica del material parental
- 1.4 Roca Madre

2. Clasificación de las rocas

- 2.1 Rocas ígneas
 - 2.1.1 Por su origen
 - 2.1.2 Por su composición química
 - 2.1.3 Clasificación combinada
- 2.2 Rocas Sedimentarias
 - 2.2.1 Clasificación de rocas sedimentarias por su origen
- 2.3 Rocas metamórficas
 - 2.3.1 Clasificación por el ordenamiento de sus componentes
- 2.4 Clasificación de Gerasimov

3. Ciclo de las rocas

4. Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas

5. Presencia de distintos tipos de rocas en la República Argentina

ROCAS

Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo

OBJETIVOS

- Presentar la diversidad de rocas que componen la litosfera
- Conocer la relación entre la roca madre y el suelo

1. Introducción

1.1 La Tierra, un misterio bajo nuestros pies

En muchos aspectos, se sabe más de los espacios siderales que de lo que ocurre bajo nuestros pies. Las perforaciones efectuadas en la corteza terrestre representan apenas un rasguño en un globo cuyo radio es de 6370 km.

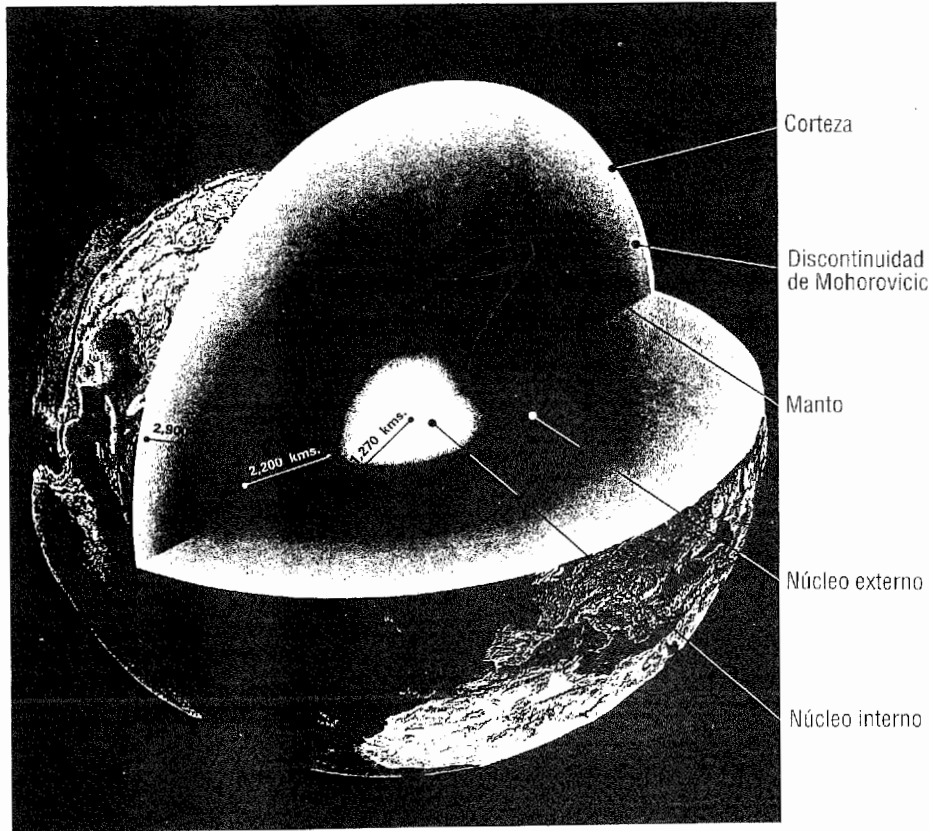
La porción sólida de la tierra se denomina litósfera y está compuesta por rocas y minerales. Gracias a las cualidades del agua y aire, la tierra está poblada por infinidad de organismos que comprenden la biósfera.

Las recientes vistas tomadas desde el espacio muestran con claridad manchas irregulares compuestas por los continentes, que constituyen alrededor del 40% de la corteza terrestre. Las principales características estructurales terrestres, son entonces, las masas continentales y las cuencas oceánicas.

La corteza terrestre ocupa aproximadamente los 40 km superiores de la Tierra, y es una capa relativamente delgada que cubre al manto, una zona de 2880 km de espesor de roca muy densa. El manto rodea al núcleo terrestre, cuyo diámetro es de 6990 km. El núcleo consta de una parte exterior, al parecer líquida, y un núcleo interno sólido. La doble naturaleza del núcleo está basada en estudios geofísicos que miden el comportamiento de las ondas sísmicas al llegar al centro de la Tierra.

Sólo la parte superior del manto, hasta una profundidad de 1000 km es activo, donde se forma el magma que luego sube hacia la superficie, y también origen de los movimientos y cambios de volumen de la materia, que se manifiestan en la superficie por movimientos y deformaciones de la corteza terrestre. Los cambios producidos en la tierra durante millones de años han sido producidos por procesos de erosión, tectónicos y de vulcanismo.

La erosión afecta la capa terrestre superficial y produce transporte de materiales por aire o agua, y su deposición en otras áreas.



Dibujo de "El Correo de la Unesco".

Se llaman tectónicos a los movimientos de partes sólidas de la corteza, que se manifiestan por el levantamiento y hundimiento de la superficie del globo a un ritmo lento, la abertura de los estratos en pliegues, la formación de fracturas, la deriva continental, etc.

El vulcanismo se refiere al movimiento de materiales fundidos dentro y hacia la superficie de la tierra.

Los procesos dinámicos de la corteza se han repetido incontables veces durante su historia, y tienen lugar todavía hoy. La Tierra no es el planeta pasivo y estable que parece ser; lejos de ello, este dinámico globo de aire, tierra y agua es modificado sin cesar por las numerosas fuerzas que operan tanto dentro como en su superficie.

Los minerales constituyentes de la corteza terrestre son sólidos formados inorgánicamente con elementos específicos, dispuestos en una ordenación característica, compuestos de composición química y propiedades físicas definidas. Las rocas suelen contener varios minerales diferentes.

En la corteza terrestre existen 92 elementos químicos. Al establecer las combinaciones posibles, se encuentran más de 2000 minerales en la formación de los suelos. Sin embargo, pocos son los elementos y minerales importantes.

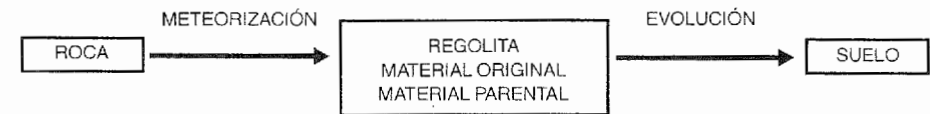
Alrededor del 98% de la corteza está formada por 8 elementos químicos, de los cuales sólo dos: el oxígeno y el silicio, constituyen cerca del 75%.

	%
Oxígeno	46,6
Silicio	27,7
Aluminio	8,1
Hierro	5,0
Calcio	3,6
Sodio	2,8
Potasio	2,6
Magnesio	2,1

1.2 Formación de los suelos

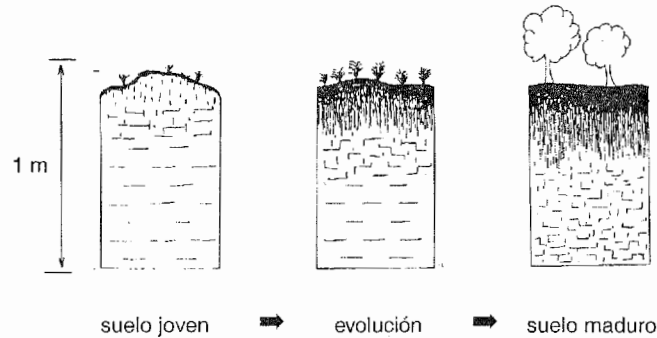
Las rocas y minerales que cubrían la capa superficial de la faz de la tierra sufrieron a lo largo de los tiempos geológicos una serie de modificaciones y sobre el material resultante se han originado los suelos.

La acción de meteorización de la atmósfera, hidrósfera y biósfera, unida a acciones volcánicas y tectónicas produjo a partir de dichas rocas un residuo generalmente no consolidado que se denomina regolita, material original o material parental.



A partir de la regolita se origina un «suelo joven» poco profundo, pobre en materia orgánica, pero que aún contiene numerosos fragmentos de roca madre.

A través del tiempo, el suelo que sigue evolucionando es generalmente profundo, rico en materia orgánica, pudiendo diferenciarse en su perfil distintas **capas u horizontes**.



1.3 Clasificación geológica del material parental

El material parental puede ser de dos tipos:

Residual o sedentario: el suelo se desarrolla en el sitio original en que se encuentra la roca. Ejemplo: suelos rojos de áreas húmedas y cálidas, desarrollados con un largo e intenso proceso, con colores debidos a óxidos de hierro.

Transportado: el material original se desplaza, transportado por distintos agentes (agua, viento, hielo, etc.) hasta su deposición en otro sitio. Ejemplo: suelos formados sobre materiales fluviales, eólicos o glaciares.

1.4 Roca Madre

Los suelos tienen su origen en la disgregación de las rocas que forman la corteza terrestre, constituyendo entonces, su materia prima en el proceso de formación. Si bien una roca y un suelo son fácilmente diferenciables, existen características, sobre todo de composición química, presentes en las rocas y que luego pueden encontrarse en los suelos. Sobre esta base, puede entenderse por qué es necesario el **estudio** de las rocas para comprender, luego, las características del suelo derivado.

Se entiende por rocas a los agregados minerales que en forma de masa geológicamente independiente constituyen parte integrante de la litósfera o corteza terrestre (litos: piedra).

A diferencia de los minerales que tienen una composición química definida, las rocas son mineralógicamente heterogéneas en la mayor parte de los casos; constituyen el resultado de un agregado de uno o más minerales distintos, como se puede constatar con el simple examen a ojo desnudo de un trozo de granito.

Todas las rocas se han originado a partir de la **solidificación del magma**, que es una solución de silicatos complejos, con aproximadamente 5-6 por ciento de agua y menor porcentaje de componentes gaseosos.

2. Clasificación de las rocas

De acuerdo con su geohistoria las rocas se clasifican en tres grupos: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Las rocas **ígneas**, también llamadas magmáticas, provienen del enfriamiento y consolidación del magma ígneo, que se encuentra en estado fluido. Son las rocas originales o primarias.

Las rocas **sedimentarias** son sedimentos consolidados o no consolidados, producidos por transformación de otras rocas.

Las rocas **metamórficas** se forman por acción de altas presiones o de elevadas temperaturas, o de ambos agentes simultáneamente, sobre las rocas ígneas o sedimentarias.

2.1 Rocas ígneas

Son rocas primarias, de aspecto cristalino, con sus constituyentes no estratificados, sin restos fósiles. Su nombre proviene del latín ignis (fuego). Son más abundantes en las profundidades de la tierra.

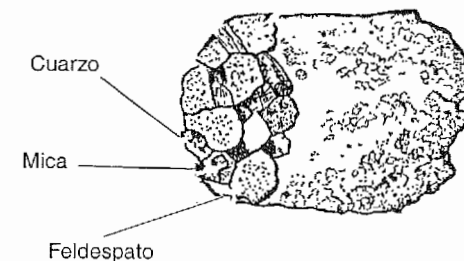
Estas rocas se pueden clasificar según dos criterios:

- Por su origen.
- Por su composición química.

2.1.1. Por su origen

Se basa en la posición del magma respecto a la superficie terrestre.

Intrusivas o plutónicas: el magma solidifica lentamente en el interior de la tierra ya que las diferencias de temperatura no son pronunciadas y se pueden formar entonces cristales grandes, visibles a simple vista, que dan origen a la textura granitoidea, con mayor tiempo de enfriamiento. Ejemplo: granito



Extrusivas o volcánicas: la roca solidifica cuando el magma fluye hacia la superficie de la tierra. Puede salir a través de los cráteres de volcanes o por grandes fisuras o grietas.

La mayor erupción volcánica conocida fue la del Krakatoa (1813). Sus cenizas se distribuyeron en 300.000 millas cuadradas, se generaron olas de más de 100 metros y murieron 36.000 personas.

Cuando el magma llega a la superficie, pierde sus gases y se enfría rápidamente, resultando en una textura microlítica con cristales pequeños, no visibles a simple vista. Ejemplo: basalto

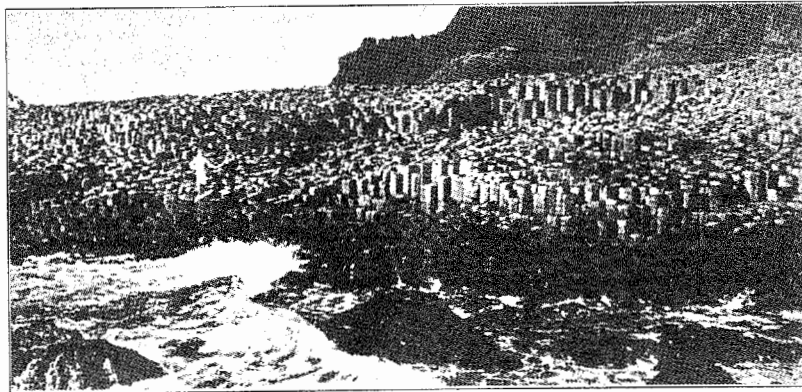
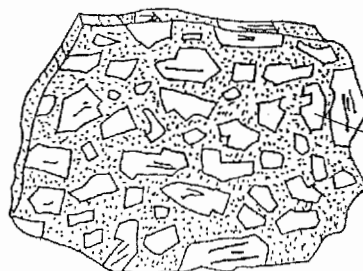


Foto British Travel and Holidays Asociaton
"El Correo de la Unesco"

"El Camino de los Gigantes" que se ve aquí, levantado en la costa de Antrim en el norte de Irlanda, constituye una notable colección de rocas basálticas, algunas, de seis metros de alto, formadas por la solidificación de la lava en el mar.

Hipabisales: son tipos intermedios que se producen cuando el proceso de cristalización comienza con un enfriamiento lento para finalizar rápidamente. Pueden encontrarse así cristales grandes dentro de una masa de textura microlítica. Se habla en estos casos de una textura porfidoidea. Ejemplo: pórfido



Fenocristales

2.1.2 Por su composición química

Se agrupan en cuatro tipos, según sus contenidos porcentuales de SiO₂; esta clasificación es más valiosa que la anterior desde el punto de vista de los suelos.

TIPO DE ROCA	% DE SiO ₂
Ácida	> 66
Semiácida	66-58
Semibásica	58-52
Básica	52-44

Las rocas ácidas son claras, de menor densidad, alto contenido de Si y K, bajo contenido de Fe, Mg y Ca y más difíciles de meteorizar. Las rocas básicas son oscuras, pesadas, con bajo contenido de silicio y potasio y alto contenido de Fe y Mg.

Los **suelos derivados de rocas ácidas** tendrán meteorización lenta, textura gruesa, bajo contenido de nutrientes; los derivados de **rocas básicas**, tendrán en cambio, alto contenido de nutrientes, textura fina y elevada velocidad de meteorización.

Clasificación combinada

Existe una tercera clasificación que es la resultante de la combinación de las clasificaciones por origen y química; en ella se tendrán doce familias de rocas derivadas de los tipos químicos y genéticos, como se resume en el siguiente esquema:

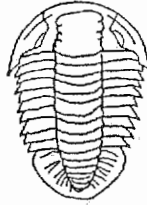
TIPO QUÍMICO	TIPO GENÉTICO			
	Plutónicas	Hipabisales	Volcánicas	
Ácidas	Granito	Pórfido granítico	Riolita	
Semiácidas	Sienita	Pórfido sienítico	Traquita	
Semibásicas	Diorita	Pórfido diorítico	Andesita	
Básicas	Gabro	Dolerita	Basalto	

2.2 Rocas Sedimentarias

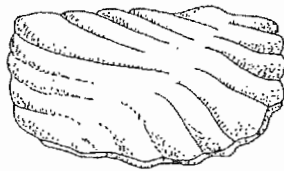
Se originan por procesos geológicos que operan en la superficie de la tierra o cerca de ella. Comprenden casi el 75% de las rocas que están expuestas en la superficie terrestre.

Son secundarias y sus principales características son:

- generalmente presentan **restos fósiles**. Ejemplo: Trilobita



- su composición mineralógica es **sencilla**, fundamentalmente con minerales de cuarzo, arcillas, materiales calcáreos y compuestos de hierro
- su **textura** puede ser gruesa o fina
- presentan marcas **onduladas** cuya génesis está relacionada con su origen marino, estaban en cubetas de sedimentación que luego salieron a la superficie. Ejemplo: areniscas ferruginosas en La Puna, cuyas marcas, indican presencia del mar en esa zona



- pueden ser **estratificadas**: los fragmentos de rocas pueden ser transportados y, cuando se depositan, lo hacen en general en capas llamadas estratos
- los sedimentos pueden en algunos casos **compactarse** y **cementarse**.



Sedimento depositado



Sedimento compactado



Sedimento cementado

Derivan de otras rocas por procesos de:

- Alteración
- Transporte

- Deposición
- Consolidación o Diagénesis (este paso puede o no cumplirse)

Alteración

Los procesos de alteración se deben a la meteorización física, química o biológica de los materiales.

Transporte

Como resultado de este proceso los materiales más finos se transportarán a mayor distancia y serán los últimos en sedimentar, ocurriendo lo inverso con los materiales gruesos.

El transporte del material alterado puede producirse por diversas vías:

- Gravedad**: fragmento de rocas que se desprenden y caen.
- Solifluxión**: en climas muy fríos o en las altas montañas el material alterado empapado en agua se congela. Con la llegada de una estación cálida el agua se descongela en espesores variables que pueden ir desde algunos centímetros hasta más de un metro. Al presentarse pendiente, la masa comienza a moverse y se deposita en las partes bajas.
- Saltación**: es el movimiento intermitente de partículas a saltos. El medio en el cual pueden desplazarse las partículas es el agua o el aire. La saltación se produce con partículas de tamaño relativamente grande, como arena y/o mayores
- Suspensión**: si las partículas son más pequeñas pueden quedar suspendidas por un tiempo y alcanzar un trayecto mucho mayor, como con la arena muy fina, limo y arcilla, dependiendo de la velocidad del fluido (aire o agua).
- Glaciares**: los glaciares en sus movimientos pueden producir el transporte del material alterado. Se acumulan en depósitos llamados morenas (frontales o laterales).

Deposición

Cuando el material suspendido es transportado por vía acuosa la deposición se realiza por decantación o floculación. En el caso de cuerpos solubles transportados en solución, se depositan por precipitación o cristalización.

Diagénesis o litificación

Los sedimentos producidos por la alteración se consolidan formando masas más o menos compactas. Este proceso se puede cumplir por:

- a) **Compactación:** el peso de la capa de material hace que las partículas se dispongan en forma tal que dejan el mínimo espacio entre ellas.
- b) **Cementación:** las partículas compactadas se unen por la acción de algún compuesto que actúa de cementante: silicatos, óxidos de hierro o carbonatos.
- c) **Recristalización:** se forma una trama que une firmemente los granulos.

2.2.1 Clasificación de rocas sedimentarias de acuerdo a su origen

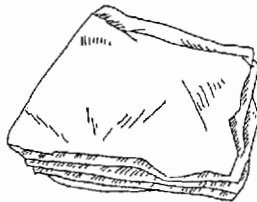
A. Orgánicas o Biológicas: depositadas por acción de plantas o animales

- a) No combustibles o acaustobiolitas. Ej.: conchilla y caliza fosilífera (CaCO₃).
- b) Combustibles o caustobiolitas. Ej.: turba, lignita y carbón.

B. Químicas: se forman a partir de materiales disueltos en agua

- x) Evaporitas (a partir del agua de mar): sulfato de calcio (CaSO₄), yeso (CaSO₄.2H₂O); NaCl; KCl; MgCl₂.
- xx) Precipitados: rocas fosfatadas, férricas, silíceas, calcita (Ca CO₃), y dolomita (CaMg(CO₃)₂).

C. Clásticas o detríticas: están compuestas por fragmentos de rocas derivadas de la descomposición o desintegración de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas. Sus partículas son de tamaños variados: grano grueso, grano mediano y grano pequeño.



Pizarra (grano pequeño)

Pueden además ser consolidadas (conglomerados) o no; algunos autores estiman que las no consolidadas deben considerarse sedimentos y no rocas.

Los granos pueden tener bordes angulosos como ocurre en las brechas y escombros, o forma redondeada como en pudingas y cantos rodados. Las características de los conglomerados dependerán de la naturaleza del cementante. Por ejemplo, una arenisca silícica será dura y tendrá poca importancia como formadora de suelo ya que origina suelos poco productivos, poco profundos y carentes de bases (Ca, Fe, Mg, etc.) por la falta de feldespatos.

	SUELTOS		CONGLOMERADOS
	Grano grueso (Psafíticas)	Escombros Cantos rodados	Brechas (Angulosos) Pudingas (Redondeados)
Rocas clásticas	Grano mediano (Psamíticas)	Arenas	Areniscas silíceas Areniscas calcáreas Areniscas ferruginosas
	Grano fino (Pelíticas)	Loess Arcillas	Esquistos arcillosos Pizarras arcillosas

Loess

Es una roca sedimentaria clástica, no coherente y de grano pequeño. En su constitución entran partículas de arcilla, limo y arena fina. Presenta cuarzo, feldespatos, vidrio volcánico y fragmentos de andesita.

Tiene apariencia pulverulenta, de color amarillento-ocre, formando depósitos macizos, sin estratificaciones.

Se encuentra en la región pampeana, planicies de USA, región de Ucrania y llanuras de China.

Dan origen a suelos muy productivos ya que poseen suficiente Ca y otros minerales, como también óptimas condiciones físicas.

En la Argentina el loess se encuentra distribuido desde el SO hasta el NE en la provincia de Entre Ríos. Luego de la orogenia andina, las andesitas y tobas fueron erosionadas por el agua, transportadas y depositadas en planicies de inundaciones de los ríos Negro y Colorado. Esos depósitos fueron luego transportados por el viento, quedando los más gruesos en el oeste.

2.3 Rocas metamórficas

Son de carácter secundario ya que se originan por transformación de otras rocas (ígneas y sedimentarias), sometidas a altas temperaturas y presiones. Esto produce grandes cambios físicos, químicos y a veces mineralógicos, y la modificación es a veces tan profunda que no se pueden reconocer las rocas originales.

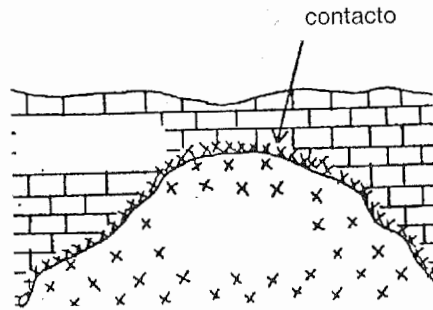
Agentes:

Calor: temperaturas 100-800 °C

Presiones: por peso de las rocas

Tipos:

De **contacto:** en una distancia limitada, por ejemplo, por contacto con un cuerpo ígneo.

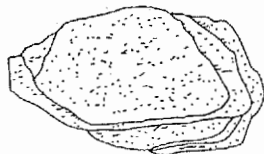


Regional: en áreas extensas, por ejemplo, deformaciones estructurales al producirse formación de montañas.

2.3.1 Clasificación por el ordenamiento de sus componentes

La disposición de los cristales durante el metamorfismo resulta en dos tipos básicos de rocas: foliadas y no foliadas.

Foliadas: los minerales se disponen en capas o bandas



esquistos



gneiss

Los esquistos son rocas de grano medio a grueso, con minerales micáceos, típicamente foliadas.

El gneiss es de grano grueso, altamente metamorfizada, caracterizada por bandas alternadas oscuras de biotita y grafito.

No foliadas: típicamente masivas, sin foliación.

La cuarcita es una arenisca silícica metamorfizada, compuesta por una masa cristalina de granos de arena cementada.

El mármol es una caliza metamorfizada. Cuando es puro es de color blanco, pero las impurezas le imparten variados colores.

ROCA ORIGINAL	ROCA METAMÓRFICA
granito	gneiss
ígnea microlítica	esquisto
arenisca	cuarcita
caliza	mármol

2.4 Clasificación de Gerasimov

Esta clasificación posee un valor especial ya que tiene en cuenta a la roca como formadora de suelo.

Macizas cristalinas	Igneas
	Metamórficas
Sedimentarias	Consolidadas: el sedimento es coherente Ej.: arenisca
	No consolidadas o muebles. Ejemplo: loess

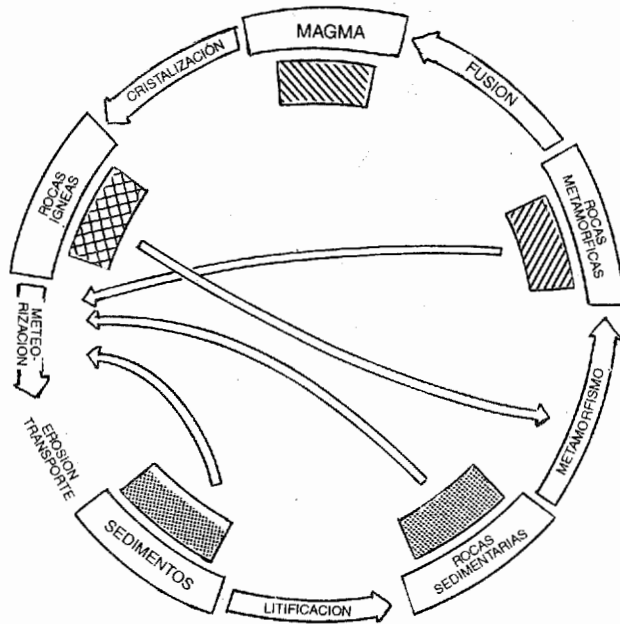
Como **formadoras de suelo** en orden de importancia se ubican:

- 1.- Sedimentarias, no consolidadas.
- 2.- Sedimentarias, consolidadas.
- 3.- Macizas cristalinas.

3. Ciclo de las rocas

Las rocas de la litósfera están sujetas a procesos de alteración, que representan una respuesta de los materiales terrestres a distintas condiciones.

Es así que existe un ciclo de las rocas, cuyo punto inicial es el magma ígneo, punto clave de la cadena que conecta las rocas actualmente presentes con las rocas de la corteza terrestre primitiva.



4. Esquemas simplificados de identificación de algunas rocas

Asignar el correcto nombre geológico a los materiales requiere no sólo un buen entrenamiento en petrografía sino, a veces, exámenes petrográficos en láminas delgadas para clasificar las rocas.

Por sus límites veces subjetivos los esquemas simplificados no son infalibles. Pueden utilizarse características como dureza (posibilidad de rayar con un cuchillo), textura, isotropía (direccionalidad de las propiedades).

Un ejemplo simplificado para algunas rocas es el siguiente:

Cristalinas	isotrópicas	Blandas	blanca	calcita
			muy densa	mármol
			verde	serpentina
	anisotrópicas	Duras	bandas oscuras y claras	gneiss
			platiforme	esquistos
granos en forma de aguja			anfíbol	
cristales gruesos uniformes			granito	
Sin granos	anisotrópicas	Estructura débil	mezcla de tamaños	andesita
			cristales finos oscura	basalto
	isotrópicas	Dura, caract. volcánicas	plateada	pizarra filita
			Blanda	limolita

5. Presencia de distintos tipos de rocas en la Argentina

1. Patagonia: área de levantamiento y erosión, con sedimentos marinos y continentales depositados sobre rocas cristalinas antiguas. El basamento cristalino está cubierto por espesos mantos basálticos que forman terrazas escalonadas y cantos rodados que las recubren.
2. Pampasia: área de hundimiento colmada por una cubeta cuaternaria con sedimentos de distintos orígenes:
 - marino: el mar penetró durante el Mioceno hasta el Chaco y Sierras subandinas.
 - fluvial: aporte de distintos ríos.
 - loess: predominante en la región pampeana.

Hay afloramientos de granitos y pórfiros muy antiguos en Tandilia y Ventania.

3. Misiones: meláfiros (basaltos antiguos), rocas efusivas básicas.

4. Cordillera: rocas cristalinas de vulcanismo del terciario (andesitas).
5. Islas Malvinas: gneiss, esquistos metamórficos y granito.
6. Antártida: esquistos, gneiss, porfiritas y areniscas.

5.1 Rocas de importancia económica

Mármol (construcciones, ornamentaciones): en Córdoba, San Luis y Río Negro. En la Puna hay aragonita (mármol blanco), travertino (color amarillo a pardo debido a su contenido en óxido férrico) y ónix (calcita con colores variados, única en el mundo).

Basalto (obras viales): abundante en Córdoba, San Luis, Entre Ríos (presa de Salto Grande).

Caliza y dolomita: materia prima de cal y cemento. La mayor producción se encuentra en Olavarría.

Serpentina (mosaicos y revestimientos): rica en olivino, colores verde a negro, con motas amarillentas). Las provincias proveedoras son Córdoba, Mendoza y San Juan.

Granito (construcción, obras viales). Principal productora: provincia de Buenos Aires.

Laja (construcción): en San Juan, Salta y Jujuy, Prov. de Buenos Aires.

Bibliografía de apoyo

- PHILPOTS, A.R. 1989. Petrography of igneous and metamorphic rocks. Prentice Hall, USA.
- ORTIZ VILLANUEVA, B., C. ORTIZ SOLORIO. 1990. Edafología. Chapingo.
- BRADY, N. C. 1990. The nature and properties of soil. Mc Millan (ed) New York.
- GOODMAN, R. E. 1989. Introduction to rock mechanics.
- CÁRMICHAEL, R. S. CRC. 1990. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, Boca Ratón.
- MATTHEWS, W. 1982. Geology made simple. Doubleday, New York.

MINERALES

Temario

1. Introducción
2. Estructuras cristalinas
 - 2.1 Unidades estructurales básicas de los minerales
3. Minerales primarios
 - 3.1 Cuarzo, SiO₂
 - 3.2 Carbonatos
 - 3.3 Apatita
 - 3.4 Minerales silicatados
 - 3.5 Distribución de minerales primarios en las rocas
4. Minerales secundarios
 - 4.1 Características
 - 4.2 Clasificación
 - 4.2.1 Minerales no silicatados secundarios
 - 4.2.2 Minerales arcillosos silicatados
 - 4.2.2.1 Disposición laminar
 - 4.2.2.2 Sustitución isomórfica
 - 4.2.2.3 Arcillas bilaminares
 - 4.2.2.4 Arcillas trilaminares
 - 4.2.2.5 Arcillas tetralaminares
 - 4.2.3 Minerales interestratificados
 - 4.2.4 Minerales arcillosos amorfos
 - 4.3 Origen de las arcillas
 - 4.3.1 Arcillas heredadas
 - 4.3.2 Arcillas de transformación
 - 4.3.3 Arcillas de neoformación
5. Minerales en la Argentina

MINERALES

Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo

OBJETIVOS

- Conocer la estructura de los minerales de interés edafológico.
- Relacionar la mineralogía con propiedades de los suelos.

1. Introducción

Se da el nombre mineral a todo cuerpo o sustancia producida por procesos inorgánicos que presenta un carácter homogéneo y que forma parte de la corteza terrestre. Por lo general, los minerales están formados por dos o más elementos químicos pudiendo su composición ser expresada mediante una fórmula.

Las **propiedades** de los minerales son:

- **inorgánicos**, no derivan de sistemas vivos
- **definida composición química**
- **crystalizados**, poseen un arreglo interno ordenado
- **características físicas**, como: dureza, color, brillo, clivaje

Se conoce un gran número de minerales pero tan sólo unos pocos constituyen las rocas que intervienen en la formación de los suelos. En Edafología tiene importancia el estudio de rocas y minerales pues la totalidad de los constituyentes sólidos inorgánicos del suelo no son más que fragmentos de minerales y sus productos de alteración.

Las rocas son agregados o mezclas de minerales pero existen rocas, como la caliza, formada por un sólo mineral que es la calcita; en cambio, el granito contiene típicamente tres minerales: cuarzo, feldespato y mica.

Los minerales formadores de suelo pueden reunirse esencialmente en dos grupos:

- Minerales primarios
- Minerales secundarios

Los **primarios** comprenden a todos aquellos minerales que forman las rocas y algunos son tan persistentes que permanecen inalterables. Se encuentran en mayor proporción entre las partículas gruesas (arena), son pobres en nutrientes y forman el esqueleto del suelo.

Los **secundarios** resultan de la **alteración** o descomposición de los minerales primarios menos resistentes. Su génesis es un atributo del suelo.

2. Estructuras cristalinas

Se dice que un cristal es un ordenamiento de iones o átomos que se repiten a intervalos regulares en las 3 dimensiones del espacio.

El oxígeno es el componente mayoritario de los minerales, constituyendo aproximadamente el 50% en peso. Dado su gran radio iónico, más de 3 veces superior al del silicio, en volumen constituye aproximadamente el 90%.

Dentro de la estructura cristalina, un ion se rodea de otros de cargas opuestas. El número de iones que pueden rodear a uno central recibe el nombre de **número de coordinación** y depende de la relación entre los radios del ion central y de los que lo rodean.

El número de coordinación determina la **configuración**: tetraédrica, octaédrica, etc.

2.1 Unidades estructurales básicas de los minerales

3. Minerales primarios

Unidad	Catión central	Radio iónico (Å)	Nº de coordinación
Tetraedro	Si ⁴⁺	0,42	4
	Al ³⁺	0,51	4
Octaedro	Al ³⁺	0,51	6
	Mg ²⁺	0,76	6
	Fe ²⁺	0,74	6

3.1 Cuarzo, SiO₂

Es el más común de los minerales formadores de suelos, por ser muy duro y tener baja solubilidad. No contribuye con nutrientes para las plantas.

3.2 Carbonatos

La calcita (carbonato de calcio) es un mineral relativamente soluble, mientras que la dolomita (carbonato de calcio y magnesio) es menos soluble.

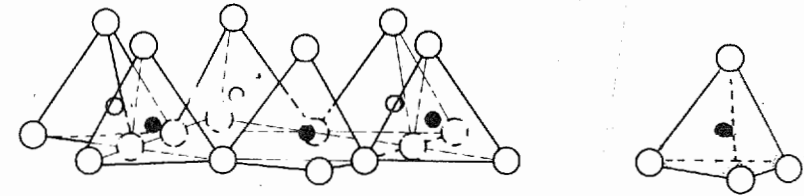
3.3 Apatita

Es la fuente original inorgánica de prácticamente todo el fósforo del suelo.

3.4 Minerales silicatados

Constituyen los minerales más importantes de casi todas las rocas madres.

La unidad básica se encuentra formada por el **tetraedro de silicio**. Cada átomo de silicio se coordina con cuatro átomos de oxígeno. Estos enlaces son covalentes y de alta energía, lo que explica su estabilidad elevada.



Tetraedros de silicio

La polimerización de tetraedros compartiendo oxígenos da origen a las siguientes estructuras:

Nesosilicatos

Es el caso más simple, los tetraedros se mantienen individuales y sus cargas son saturadas completamente por cationes mono y divalentes. Ejemplo: olivino, zircón.

Sorosilicatos

La estructura fundamental de este grupo está dada por dos tetraedros que comparten un oxígeno saturándose las cargas restantes con cationes. Ejemplo: epidoto, hemimorfita

Ciclosilicatos

En este grupo la estructura se presenta compuesta por tres o más unidades de tetraedros que se ciclan formando anillos. Ejemplo: turmalina, berilo.

Inosilicatos

Los tetraedros se unen formando largas cadenas longitudinales. Se diferencian dos tipos:

- Piroxenos: su estructura está formada por una cadena simple. Ejemplo: augita.
- Anfíboles: en este caso la cadena es doble. Ejemplo: hornblenda.

Filosilicatos

Proviene de uniones sucesivas de cadenas lineales, que presentan disposición laminar. En este grupo se encuentran las micas. Ejemplo: muscovita

(mica blanca); biotita (mica negra). El color de las micas se hace más oscuro a medida que aumenta su contenido en Fe.

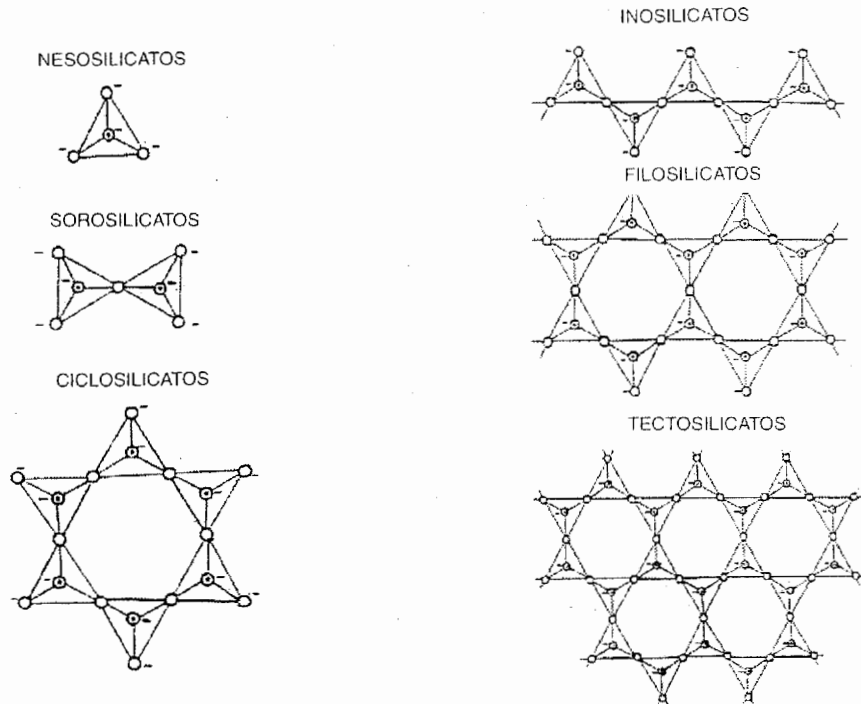
Tectosilicatos

Son estructuras tridimensionales. Ejemplo: los feldespatos que son los más importantes dentro de los silicatos. Se distinguen distintos tipos de feldespatos según los cationes que presenten, diferenciándose:

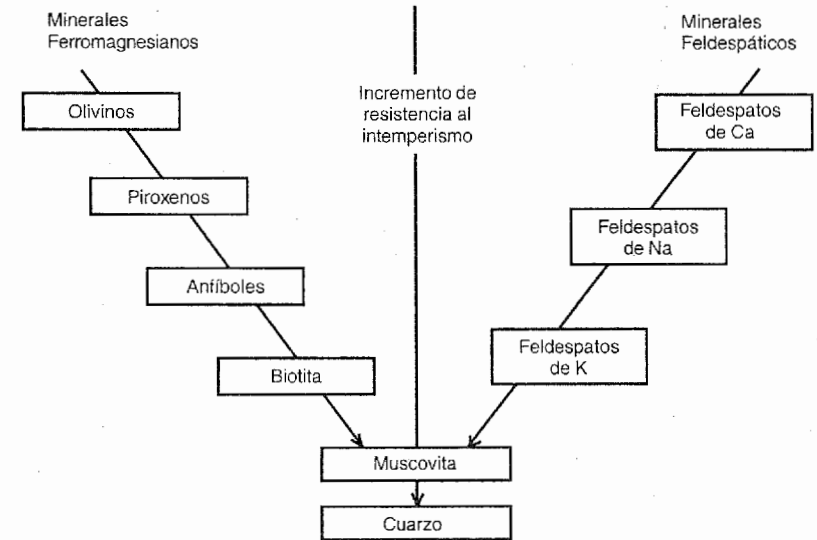
- Ortoclasas: el catión acompañante es K. Ej.: ortosa
- Plagioclasas: el catión acompañante puede ser Ca o Na. Ej.: albita (Na) y anortita (Ca).

Los feldespatos como la ortosa se alteran muy lentamente al contrario de las plagioclasas que lo hacen tanta más rápidamente cuanto más ricas son en Ca.

Si el silicio de los tetraedros es reemplazado por Al^{3+} , los tetraedros se hacen más inestables, más atacables, y aparece una carga residual adicional negativa.



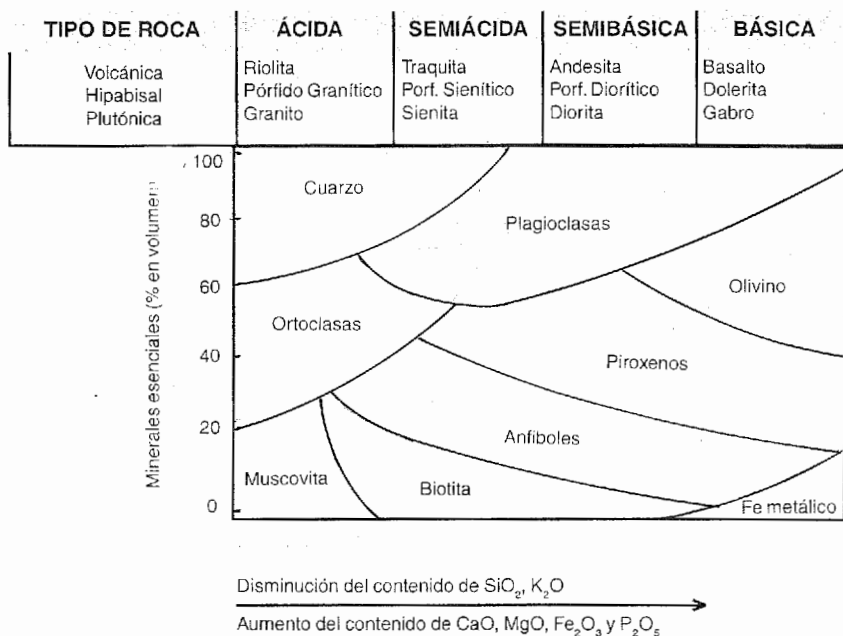
Desde nesosilicatos hasta tectosilicatos, aumenta la resistencia a la meteorización, la acidez, y la complejidad de la estructura. Los primeros minerales de esta serie, por su contenido en cationes, están relacionados con la fertilidad del suelo; los últimos, por su estructura constituyen el esqueleto del suelo.



3.5 Distribución de minerales primarios en las rocas

a. Rocas ígneas

En el siguiente cuadro se presenta la variación del contenido de SiO_2 en las rocas ígneas y la participación de los demás elementos en su composición química:



b. Rocas sedimentarias y metamórficas

En las rocas sedimentarias y metamórficas más importantes predominan los siguientes minerales:

SEDIMENTARIAS		METAMÓRFICAS	
Roca	Mineral	Roca	Mineral
caliza	calcita	cuarcita	cuarzo
dolomita	carbonato de Ca y Mg	mármol	calcita
arenisca	cuarzo	gneiss	cuarzo, feldespato, mica
pizarra	arcillas		

4. Minerales secundarios

4.1 Características

Los minerales secundarios son estructuras originales del suelo, formadas a partir de los minerales primarios, con las siguientes diferencias:

- a.- composición química
- b.- mayor grado de hidratación y oxidación.
- c.- mayor estabilidad frente a la meteorización.
- d.- menor tamaño de partícula.

Desde el punto de vista agronómico es importante el tamaño de partícula, ya que al disminuir adquiere características coloidales. Los minerales secundarios, junto con la materia orgánica, constituyen la fracción más activa del suelo.

4.2 Clasificación

4.2.1 Minerales no silicatados secundarios

Calcita: el carbonato de calcio es ligeramente soluble en agua, y la profundidad a la que este mineral es lixiviado suele tomarse como indicador del desarrollo de un suelo. En regiones áridas se acumula dentro del solum, en regiones húmedas está por debajo de éste. Puede actuar como cementante, llegando en algunos casos a formar masas compactas.

Gibsita: es un óxido de aluminio que se acumula en suelos muy meteorizados.

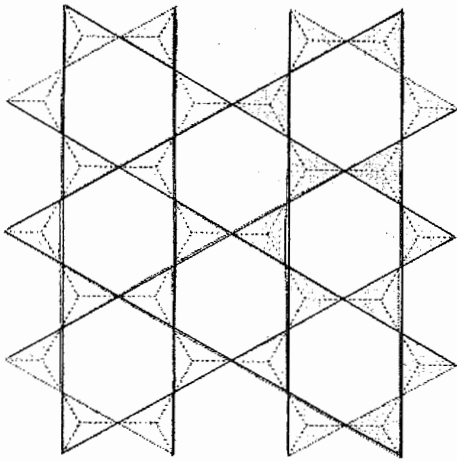
Hematita y limonita: son óxidos de hierro que producen coloraciones rojas y pardo-amarillentas, respectivamente. Estos minerales son muy abundantes en ambientes tropicales.

4.2.2 Minerales arcillosos silicatados

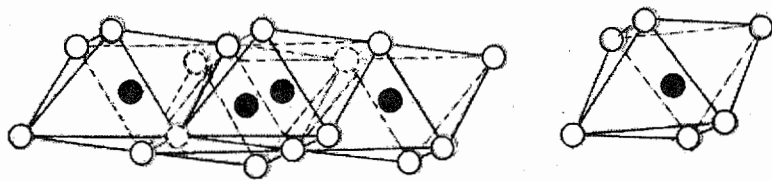
Las arcillas derivan fundamentalmente de los filosilicatos laminares y feldespatos. Son compuestos de gran plasticidad, capaces de expandirse, salvo en determinadas ocasiones.

Están constituidos básicamente por estructuras de tetraedros de Si y octaedros de Al dispuestos en láminas. Al ser de forma laminar, exponen una gran extensión de superficie por unidad de peso.

Capa tetraédrica: los tetraedros de silicio contienen un átomo de Si ubicado en su centro y, rodeado por 4 átomos de oxígeno. Los átomos de oxígeno basales de los tetraedros adyacentes están ligados en conjunto por uniones covalentes. Esto suministra un mecanismo a través del cual los tetraedros se unen formando anillos hexagonales. Los O apicales de la capa de tetraedros no están compartidos.



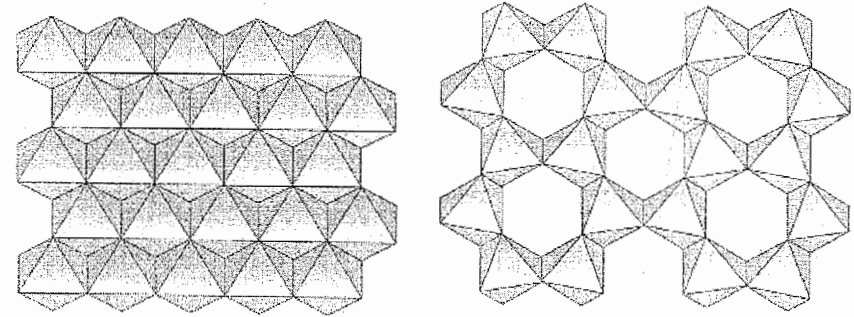
Capa octaédrica: el octaedro está constituido por 6 oxhidrilos alrededor de un átomo de Al^{3+} . Los octaedros adyacentes comparten oxhidrilos comunes para formar una capa de octaedros en forma similar a lo que ocurre en la capa tetraédrica.



Octaedros de aluminio

Los materiales son **trioctaédricos** cuando todos los octaedros contienen iones divalentes como Mg^{2+} y Fe^{2+} . Dado que hay tres octaedros dentro de cada anillo hexagonal de tetraedros, el material se llama trioctaédrico.

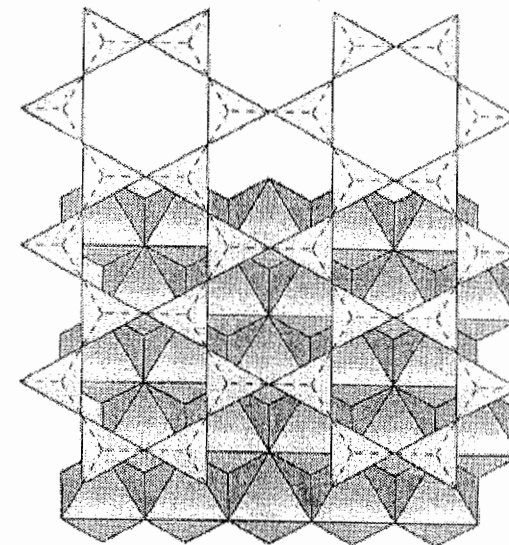
Cuando un ion trivalente como el Al^{3+} o Fe^{3+} ocupa los octaedros, sólo dos tercios de los octaedros están ocupados, y la lámina se denomina **dioctaédrica**. Los octaedros de una capa dioctaédrica están más deformados, con lugares vacíos mayores que los sitios ocupados.



TRIOCTAEDRICO

DIOCTAEDRICO

Las capas tetraédrica y octaédrica presentan simetría análoga y dimensiones casi idénticas, lo que permite que se compartan átomos de oxígeno entre ambas capas. El oxígeno del vértice libre de la capa tetraédrica es compartido. Las láminas tetraédricas y octaédricas están entonces enlazadas mediante **oxígenos** que comparten ambas.

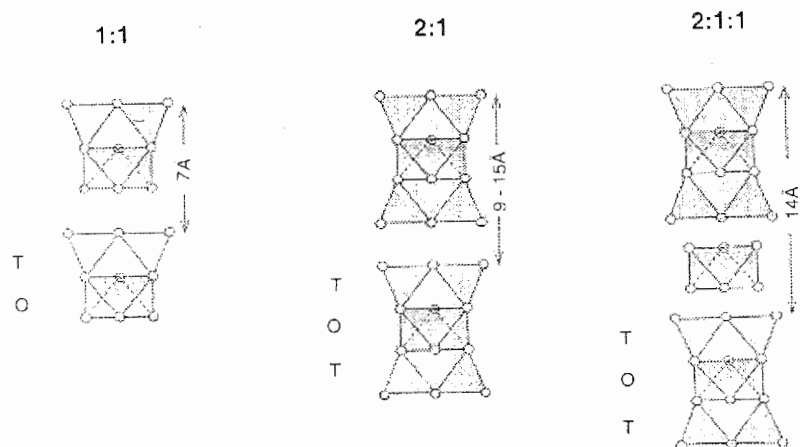


4.2.2.1 Disposición laminar

La unión de capas tetraédricas y octaédricas da lugar a diferentes arcillas cristalinas:

- 1.- Bilaminares: formadas por una lámina de tetraedros de Si y otra de octaedros de Al^{3+} . TE-OC o grupo 1 : 1. Ej: caolinita, haloisita.
- 2.- Trilaminares: formadas por dos láminas de tetraedros de Si con una lámina intermedia de octaedros de Al^{3+} . TE-OC-TE o grupo 2:1. Pueden ser expandentes: montmorillonita, o no expandentes: illita.
- 3.- Tetralaminares: formadas por una sucesión de tetraedros y octaedros. TE-OC-TE-OC o grupo 2 : 2, ó 2 : 1 : 1. Ej: clorita.

Estas estructuras laminares presentan combinaciones variadas, constituyendo cada una de ellas un paquete. La sucesión de 10 a 20 paquetes forma un cristal de arcilla.



4.2.2.2 Sustitución isomórfica

Los iones centrales de las estructuras pueden ser reemplazados y esto se conoce como sustitución isomórfica. El intercambio que se realiza con más asiduidad es el de Si^{4+} por Al^{3+} , otros intercambios pueden ser Al^{3+} por Mg^{2+} , Fe^{2+} o Mn^{2+} .

Cuando el Si es reemplazado por Al^{3+} que es de mayor tamaño, se produce una dilatación en la red cristalina. Esto implica:

- a.- una expansión del cristal: estructura más débil.
- b.- aparición de cargas electrostáticas en superficie que dan la posibilidad de unirse al cristal con diferentes cationes que pueden intercambiarse. Esta característica da lugar a la propiedad de las arcillas conocida como capacidad de intercambio catiónico (C.I.C.).

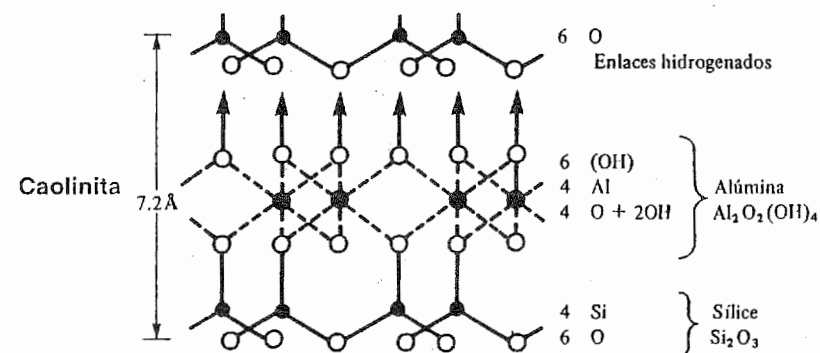
4.2.2.3 Arcillas bilaminares

Entre ellas se encuentran la caolinita y la haloisita.

La **caolinita** es el mineral representativo más importante de este grupo. El paquete de este mineral resulta de la unión de una lámina de tetraedros de Si y una de octaedros de Al^{3+} . Este paquete alcanza una dimensión de 7 Å y la distancia entre ellos es de 3 Å. La unión entre paquetes se realiza por puentes hidrogenados.

Es una de las estructuras más simples. Tiene escasa o nula sustitución isomórfica, lo que le confiere gran estabilidad y, por la misma razón, no presenta desbalance de carga. Presenta un bajo intercambio de iones. Su C.I.C. de 3-15 $cmol_c kg^{-1}$ de arcilla.

La carga de estas arcillas varía con el pH, siendo su origen distinto de la carga producida por sustitución isomórfica. Se produce por disociación de protones de grupos $-Si-OH$ o $-Al-OH$.



Además por su pequeña distancia entre paquetes no permite que entre ellos se pueda acumular agua o iones.

Se la encuentra en suelos muy meteorizados, por ejemplo en las zonas tropicales.

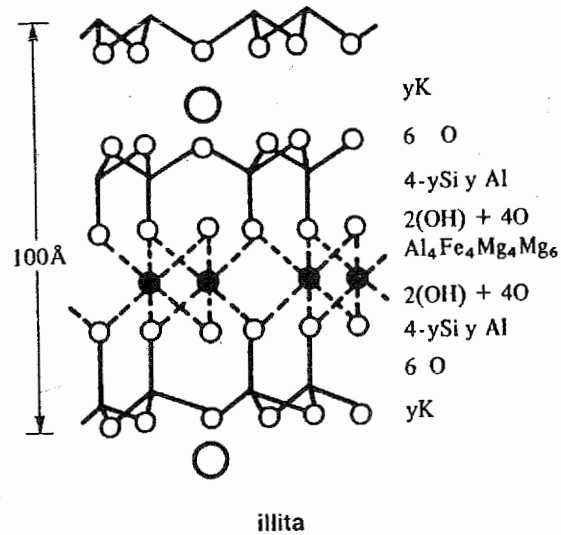
Otra arcilla perteneciente a este grupo es la **haloisita**, forma hidratada de la caolinita pudiendo tener hasta 4 moléculas de agua de hidratación.

4.2.2.4 Arcillas trilaminares

a. No expandentes

A este grupo pertenece la **illita**, que se llama también mica hidratada ya que deriva generalmente de las micas (muscovita). Cada paquete mide aproximadamente 10 Å y la distancia entre éstos es de 3,5 Å.

La sustitución isomórfica se produce principalmente en los tetraedros, el Si^{4+} es reemplazado por Al^{3+} . El déficit de carga queda parcialmente equilibrado por K, que se ubica entre los paquetes. La fijación de K (y/o de NH_4^+ , con diámetro similar), se manifiesta por el hecho que las láminas no se expanden al añadir agua ni sustancias orgánicas. El potasio fijado no es disponible para las plantas. Posteriormente puede ser liberado por procesos de meteorización.



Su capacidad de intercambio catiónico es intermedia, adquiriendo valores entre $10\text{-}50 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Son arcillas típicas de los climas templado y de medio poco ácido.

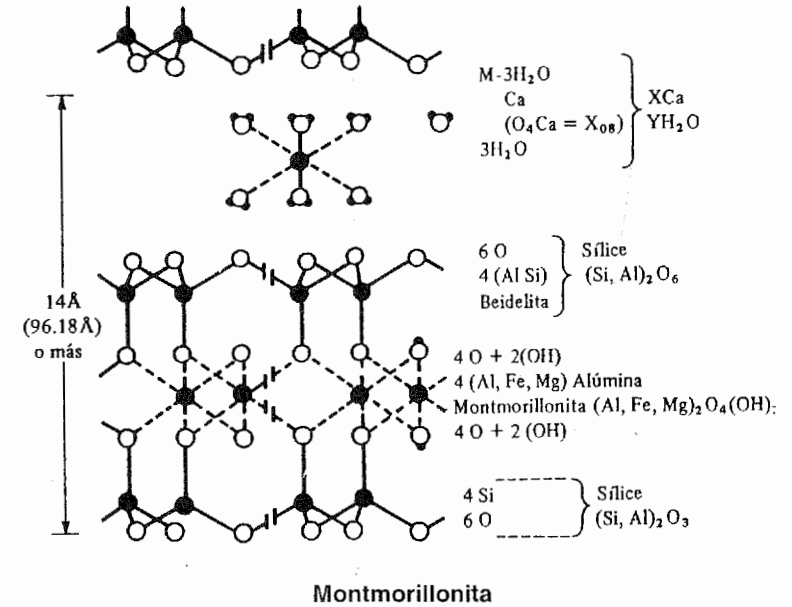
b. Expandentes

Su propiedad más destacable es la capacidad de expansión y retracción producidas por el humedecimiento y secado.

Montmorillonita

En la montmorillonita se presenta un alto grado de reemplazo isomórfico que se produce principalmente en los octaedros de Al^{3+} por Mg^{2+} y algo de Fe^{2+} . Cada paquete tiene una dimensión que puede variar entre $9,6$ y 18 \AA .

La superficie externa e interna es relativamente grande, lo que permite una alta capacidad de adsorción de iones y agua entre las unidades cristalinas. Los cationes hidratados adsorbidos en la superficie son fácilmente intercambiables. Su capacidad de intercambio varía entre $80\text{-}150 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.



La montmorillonita se distingue por su alta plasticidad y cohesión, y su marcada disminución de volumen por el secado y es común en suelos vertisoles.

Vermiculita

La vermiculita se diferencia de la montmorillonita por su carácter trioctaédrico. Su contenido de Mg^{2+} es elevado. Es expandente aunque menos que la montmorillonita, presentando gran superficie específica. Su capacidad de intercambio catiónico es alta alcanzando valores entre $100\text{-}150 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$. Su grado de estabilidad es muy bajo.

4.2.2.5 Arcillas tetralaminadas

Están formadas por la sucesión de capas de tetraedros y octaedros; entre ellas se encuentra la **clorita**. Se presenta en suelos ricos en Al^{3+} y Mg^{2+} y de carácter básico. Su composición química y mineralógica es muy variada, la red cristalina es muy compleja pero, en términos generales, se la encuentra formando una secuencia laminar 2:2.

Esta arcilla puede ser primaria: presenta dos capas de tetraedros de Si y dos de octaedros de brucita (hidróxido de Mg), o secundaria: pierde el Mg que es sustituido por Al^{3+} o Fe^{2+} .

Su capacidad de intercambio alcanza valores de $10\text{-}40 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.

4.2.3 Minerales interstratificados

Las arcillas del suelo pueden verse afectadas por cambios parciales en las zonas interlaminares, no serán homogéneas ya que en su estructura parte corresponde a un mineral y parte a otro. La imposibilidad de separar los minerales por medios físicos indica que no se trata de una mezcla. Pueden existir interstratificados illita-montmorillonita, vermiculita-clorita, entre otros.

4.2.4. Minerales arcillosos amorfos

Es el grupo de los alofanos, conjunto de minerales en los que los tetraedros de Si^{4+} y los octaedros de Al^{3+} se disponen irregularmente y en ocasiones mezclados con otros tetraedros como pueden ser los de fósforo, constituyendo un material amorfo o criptocristalino. Resulta un material poroso, formado por esférulas huecas.

Presenta gran superficie específica y elevada capacidad de intercambio catiónico, que llega a $150 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$.

Presenta también alta capacidad de intercambio aniónico, lo que produce la fijación de fosfatos.

Los suelos con alofanos poseen elevada capacidad de retención hídrica. Este material se origina generalmente a partir de cenizas volcánicas.

4.3 Origen de las arcillas

Hay 3 diferentes vías de formación de estos minerales:

4.3.1 Arcillas heredadas

Proviene directamente de los filosilicatos (micas) que sólo han sufrido pequeñas transformaciones limitadas a la pérdida gradual de los elementos más lábiles. Se originan en climas templados y medio poco ácido. El ejemplo típico es la **illita**, donde parte de los iones K interlaminares se van perdiendo.

4.3.2 Arcillas de transformación

Degradación: es una transformación más o menos profunda, que provoca una disminución del grado de cristalinidad y pérdida progresiva de alguno de sus constituyentes.

Ej.: **montmorillonita** de degradación, en medios mal drenados, los islotes interlaminares de Al^{3+} son eliminados y las capas se separan todavía más.

Otro caso es la pérdida casi completa de K entre paquetes que permite a

las micas o a las illitas abrir sus paquetes y transformarse en **vermiculitas**. Este proceso es característico de ciertos medios muy húmedos, ácidos, ricos en compuestos orgánicos solubles.

Agradación: es el proceso mediante el cual se adicionan elementos a la red cristalizada, constituyendo así una nueva estructura cristalina.

Ejemplo: **clorita** secundaria por ganancia de una capa de Al^{3+} . Este proceso es característico de medios muy ácidos en los que la degradación de las micas es progresiva, y donde la alúmina liberada es abundante. Es importante mencionar la diferencia entre los dos tipos de clorita, las cloritas primarias, magnésicas son lábiles y sólo existen en medio poco ácido; en cambio las secundarias, alumínicas, son el término de una evolución prolongada en medio muy ácido.

Sustitución de iones: es la transformación que se produce sin que exista modificación del grado de cristalinidad, es el caso de transformación de illita en **montmorillonita**. Este pasaje se produce por la apertura de los paquetes, se elimina K y ciertos iones de la capa octaédrica; esto provoca una disminución de las cargas y una apertura acentuada de los estratos.

4.3.3 Arcillas de neoformación

Proviene de la reorganización en red cristalina de los constituyentes de ciertos minerales originales, liberados después de una hidrólisis profunda.

Ejemplo: **caolinita**, arcilla característica de climas cálidos y húmedos, donde se ve favorecida la hidrólisis total de los minerales primarios, liberando sus constituyentes en una forma soluble o pseudosoluble. Estos se organizan formando una red cristalina ya sea directamente o bien pasando por una fase amorfa.

5. Minerales en la Argentina

Como ejemplo puede citarse la composición de la arena en suelos pampeanos. Presenta minerales livianos: vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasas y fragmentos líticos, en forma predominante. En la fracción limo, la composición mineralógica es semejante, y está constituida fundamentalmente por cuarzo y plagioclasas junto con cantidades menores de micas.

Fracción arcilla en horizontes B: existencia de illita, y arcillas interstratificadas illita-montmorillonita.

La arcilla montmorillonítica predomina en los Vertisoles de la provincia de Entre Ríos y la caolinita y óxidos en suelos lateríticos de Misiones.

En zonas de la Pampa Deprimida, se observan concentraciones de CaCO_3 conocidas con el nombre popular de tosca. La tosca es una formación que comprende variados mecanismos genéticos, de acuerdo al material litológico y el ambiente geomórfico. Los diversos estratos de la tosca pueden ayudar a reconstruir las condiciones hidrológicas y las oscilaciones climáticas del Cuaternario.

La precipitación calcárea puede presentarse en forma pulverulenta, sin consolidación (áreas con loess muy rico en CaCO_3 , formaciones marinas calcáreas).

La tosca puede presentarse también en forma de muñecas y concreciones de distintas formas con el carbonato parcial o totalmente cristalizado. También existen costras o capas más o menos continuas, por ejemplo en las zonas de Azul y Olavarría. Pueden ser capas endurecidas de algunos centímetros de espesor, con zonas subyacentes con precipitación pulverulenta, o verdaderas lozas, muy endurecidas, de 10 a 20 cm de espesor. Estudios realizados con técnicas micromorfológicas han permitido comprobar que la génesis de las toscas del SE pampeano ha sido debida al arrastre de bicarbonato por el agua de infiltración, y que existen además indicadores de movimientos laterales del carbonato.

Bibliografía de apoyo

- BOHN, H., B. Mc NEAL, G. O'CONNOR. 1993. Química del Suelo. Limusa, México.
- BRADY, N. C. 1990. The nature and properties of soils. Mc Millan (ed) New York.
- BUSCHIAZZO, D. 1988. Estudio sobre la tosca. *Ciencia del suelo* 6:44-49.
- CEPEDA DOVALA, J. M. 1991. Química de Suelos. Ed.Trillas, México.
- TRICART, J. 1968. Geomorfología de la Pampa Deprimida.
- MATHEWS W. 1982. Geology made simple. Doubleday, New York.
- ORTIZ VILLANUEVA, B., C. ORTIZ SOLORIO. 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo, México.
- PORTA, J., M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Mundi Prensa, Madrid.
- PUTNIS, A. 1992. Introduction to Mineral Sciences. Cambridge University Press.
- SCOPPA, C.O., M.S.PAZOS. 1981. Caracterización integral y análisis pedogenético de Molisoles del borde Sur de la Pampa Deprimida. *RIA XVI* 43-85.

TEXTURA

Temario

1. Introducción
2. Textura y composición granulométrica
3. Composición mecánica - Partículas primarias
4. Clases texturales
5. Superficie específica
6. Métodos de determinación
7. Aspectos prácticos de la textura
8. Textura de suelos argentinos. Ejemplos

TEXTURA

Ing. Agr. Diego J. Cosentino

OBJETIVOS

- Comprender los conceptos de distribución de tamaño de partículas minerales del suelo y superficie específica.
- Conocer los métodos de determinación de la textura y la superficie específica.
- Relacionar la textura y superficie específica con otras propiedades del medio para su utilidad práctica.
- Ejemplificar algunas clases texturales de los horizontes superficiales en suelos argentinos.

1. Introducción

Si se toma una porción de suelo mediante una pala y se lo observa con detalle, pueden distinguirse: una parte sólida, constituida por una fracción mineral, otra orgánica y poros de variado tamaño.

La fracción mineral presenta partículas de diversos tamaños, que pueden ir de macroscópicas a fragmentos no visibles aún con los microscopios comunes. Estas partículas reciben el nombre de:

- Arenas, la fracción de mayor tamaño
- Limos, la fracción de tamaño intermedio
- Arcillas, la fracción de menor tamaño

Con un grado de humedad apropiado puede observarse que al desmenuzar suavemente la porción de suelo mencionada, no se desprenden las partículas de arena, limo y arcilla (denominadas partículas primarias), sino que los suelos agrícolas se desmenuzan en otros trozos de forma y tamaño variables, constituidos por la unión de un número diverso de partículas primarias, que conforman los **agregados**.

En general, puede notarse que quedan espacios libres entre ellos. Cuando se observa con detalle a un agregado se percibe, a veces a simple vista, o con ayuda de instrumentos ópticos, **poros** de tamaño y configuración variada que pueden estar ocupados por aire y/o agua.

Los cultivos, para su desarrollo óptimo, requieren un justo equilibrio agua-aire, que a la vez que permita una fácil absorción de agua tenga suficiente aireación para satisfacer sus necesidades.

El suelo como sistema de tres fases

El suelo es un sistema abierto, dinámico, constituido por tres fases (figura 1). La fase sólida está formada por los componentes inorgánicos y los orgánicos que dejan un espacio de poros (cámaras, grietas, galerías y otros) en el que se hallan las fases líquida y gaseosa. El volumen de poros está ocupado parcialmente por agua, como componente principal de la fase líquida, que lleva iones y sustancias en solución o en suspensión; por aire, que constituye la fase gaseosa o atmósfera del suelo y por las raíces y organismos que viven en el suelo.

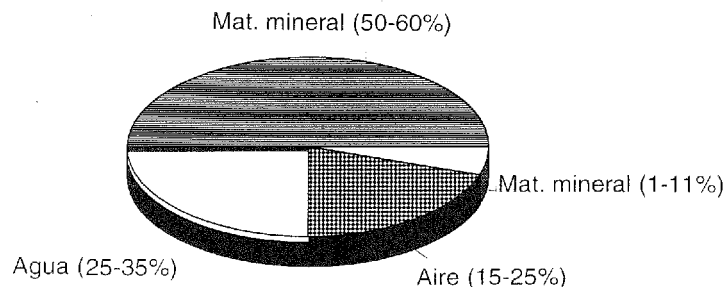


Figura 1: Proporciones volumétricas de los principales componentes del suelo (White, 1979).

Al ser el suelo un sistema abierto, la fase sólida mineral no es estable, si bien en muchos aspectos los cambios tienen lugar en forma tan extremadamente lenta que ciertas características pueden considerarse constantes a efectos prácticos. Entre ellas, el tamaño de las partículas que la componen y, por consiguiente, las proporciones relativas de los diferentes tamaños.

Las interacciones entre la fase sólida, líquida y gaseosa adquieren especial relevancia al existir en la fase sólida partículas cargadas eléctricamente y de elevada superficie específica. Esta característica le confiere al suelo propiedades específicas (fenómenos de absorción de agua, intercambio de iones, adhesión, dispersión y floculación, contracción y expansión, capilaridad). Los procesos de adsorción e intercambio iónico son fundamentales para que el suelo actúe como depurador natural, para la vida y en concreto para la nutrición de las plantas. Las fases líquida y gaseosa se hallan en constante cambio, tanto en cantidad como en composición.

La física de los suelos estudia estos factores, las interacciones y consecuencias en el suelo, con vista siempre a la vida vegetal.

El objetivo de la misma es estudiar el funcionamiento del sistema con relación a las necesidades vegetales, para poder diagnosticar los problemas agronómicos y plantear alternativas de solución de los mismos.

2. Textura y composición granulométrica

Las propiedades físicas del suelo están ligadas a dos nociones fundamentales: la granulometría o composición elemental, y la estructura, o forma de organizarse estos elementos en agregados. De estos dos factores depende el comportamiento del aire y del agua en el suelo, cuyas consecuencias prácticas son particularmente importantes.

Los distintos horizontes de un suelo pueden estar formados por fragmentos de roca de más de un metro, hasta partículas menores de un micrómetro. En este capítulo y para definir el concepto de textura sólo se toman en cuenta las partículas menores de 2 milímetros (tierra fina). Existen suelos en los que los fragmentos gruesos (mayores de 2 mm) constituyen un porcentaje importante de su fracción mineral y condicionan sus características utilitarias. Estos fragmentos mayores se clasifican y asignan nombres específicos de acuerdo al tamaño.

La textura es una expresión que sintetiza las características del suelo dependientes del tamaño de las partículas.

La granulometría expresa las proporciones relativas de las distintas partículas minerales inferiores a 2 mm, agrupadas, tras la destrucción de los agregados, por clases de tamaños en fracciones granulométricas.

3. Composición mecánica - Partículas primarias

De la fase sólida mineral del suelo pueden diferenciarse dos atributos fundamentales:

- Composición mineralógica.
- Distribución de tamaño de partículas.

Estos determinan en gran medida el comportamiento general del suelo especialmente en lo relativo a régimen hídrico, térmico y de aireación.

Composición mineralógica

Las partículas más gruesas de arena son, en general, fragmentos de rocas o minerales. El cuarzo es el mineral que domina en la fracción arena, especialmente la fina, y en el limo (figura 2). Se pueden encontrar en menor

proporción diferentes cantidades de otros minerales primarios como feldspatos y micas. Óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, como la gibsita, hematita y goetita, se disponen usualmente cubriendo los granos de arena.

Algunas partículas del tamaño de la arcilla, especialmente de la fracción gruesa, están compuestas por minerales como el cuarzo e hidróxidos de hierro y aluminio. Estos últimos son particularmente importantes en los trópicos y regiones de climas cálidos. Sin embargo, en regiones de climas templados preponderan ampliamente los minerales arcillosos silicatados. Debido a que estos minerales varían ampliamente en sus propiedades, tales como plasticidad, cohesión, expansión – contracción, etc, es importante conocer que tipo de arcilla domina o codomina en cada suelo en particular.

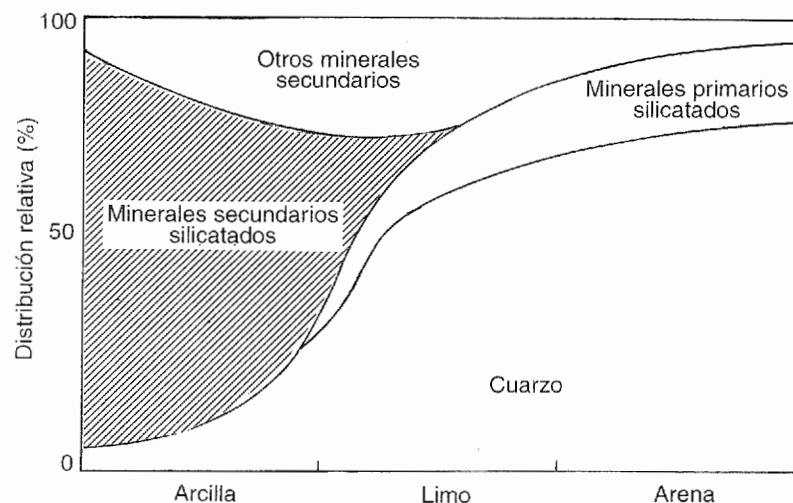


Figura 2: Relación general entre tamaños de partículas y tipos de minerales presentes (Brady, 1990).

Como las fracciones de arena y limo están dominadas por el cuarzo y otros minerales primarios de conocida resistencia a la meteorización, tienen relativamente baja actividad química. Los minerales primarios que pueden contener elementos nutricionales en su composición química son generalmente tan insolubles que hacen que su habilidad para suministrar nutrientes sea insignificante.

Químicamente, las arcillas silicatadas varían ampliamente al igual que sus características físicas. Algunas son relativamente simples aluminosilicatos mientras que otras contienen en sus estructuras cristalinas variadas cantidades de hierro, magnesio, potasio y otros elementos.

Las superficies arcillosas poseen significativas cantidades de cationes tales como calcio, magnesio, potasio, sodio, hidrógeno, amonio y aluminio.

Estos cationes son intercambiables y pueden ser liberados para la nutrición vegetal.

En suelos altamente meteorizados, tales como los de zonas tropicales, los óxidos de hierro y aluminio dominan aún en la fracción arcillosa, de esta manera la meteorización puede tener un efecto muy profundo sobre la composición química y mineralógica de las distintas fracciones del suelo.

Distribución de tamaño de partículas

El método tradicional para caracterizar los tamaños de las partículas del suelo es dividir el espectro posible de tamaños en tres rangos convenientemente separados conocidos como fracciones o separatas texturales. Estos son: ARENA, LIMO y ARCILLA (figura 3).

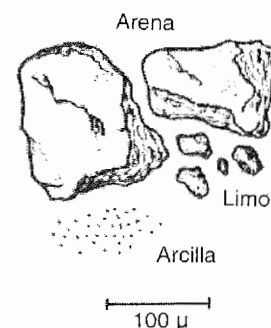


Figura 3: Representación visual comparativa de tamaños y formas de partículas de arena, limo y arcilla (Hillel, 1980)

El procedimiento analítico por el cual las partículas son así separadas se llama análisis mecánico o granulométrico.

El predominio de partículas individuales grandes, medias o finas, marca características de gran interés en el suelo. De allí que se hace necesario agrupar las mismas por sus tamaños, es decir, establecer clases de partículas usando para cada una un límite superior y otro inferior.

Desafortunadamente, no existe una clasificación mundialmente aceptada de tamaños de partículas. Los criterios para separar los límites son un tanto arbitrarios, y dependen de los objetivos perseguidos, de ahí que se hayan propuesto y utilicen diversas clasificaciones. Las más comúnmente utilizadas en edafología son las propuestas por Atterberg en 1912 adoptada por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (*International Society of Soil Science - ISSS*), y la Americana ó del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norteamérica (*United States Department of Agriculture - USDA*). Esta última es la que se describirá por ser la utilizada oficialmente en la Argentina (cuadro N° 1).

Cuadro N° 1: Clasificación por tamaños de partículas de suelo (Depto. de Agr. de EEUU).

Clasificación Americana (USDA)		Diámetro (mm)	Diámetro (μm)
Arena	muy gruesa	2,00 - 1,00	2000 - 50
	gruesa	1,00 - 0,50	
	media	0,50 - 0,25	
	fin	0,25 - 0,10	
	muy fina	0,10 - 0,05	
Limo		0,05 - 0,002	50 - 2
Arcilla		< 0,002	< 2

Las distintas fracciones granulométricas utilizadas y la justificación de los valores adoptados para establecer los límites entre ellas se encuentran en el cuadro N° 2.

Cuadro N° 2: Límites de las fracciones granulométricas y la justificación de sus adopciones.

Límite	Fracción	Justificación
> 2 mm	Fragmentos gruesos	A partir de este tamaño las fuerzas de unión actúan difícilmente y las partículas se mantienen siempre separadas sin cohesión, incluso si están húmedas. Por debajo del límite comienza la retención hídrica.
50 μm	Límite superior del limo	El predominio de partículas de tamaño limo (50 - 2 μm) en un suelo le confiere características físicas desfavorables, inestabilidad estructural, apelmazamiento, susceptibilidad a formar costra superficial, deficiente movimiento de agua, etc.
< 2 μm	Arcilla	Partículas con importante carga eléctrica superficial. Superficie específica elevada.
< 0,2 μm	Arcilla fina	Partículas con carga eléctrica superficial. Comportamiento coloidal. Superficie específica muy elevada.

Todos los sistemas han adoptado como límites extremos comunes 2 mm y 2 μm . El límite de 2 μm se lo estableció por que a partir de allí comienzan a manifestarse algunas propiedades coloidales como el movimiento browniano y efecto Tyndall. Los límites superiores de los limos (20 ó 50 μm) son bastante arbitrarios. El valor de 100 μm utilizado por USDA para la arena muy fina ha ido adquiriendo importancia y significación ya que se emplea en la ecuación universal para evaluar las pérdidas potenciales por erosión, para definir la clase textural de las familias de suelos, así como el carácter arenoso de un horizonte (carácter psaméntico).

Sobre la base de las propiedades antes mencionadas, y otras que surgen derivadas de la superficie específica, puede deducirse la gran importancia que tiene en los suelos la predominancia de distintos grupos de partículas según su tamaño. Es así como, cuando en un suelo predomina alguno de ellos, se puede en principio llamarlo arenoso, limoso o arcilloso.

4. Clases texturales

La designación textural general de un suelo, capa u horizonte, llamada clase textural, está convencionalmente determinada sobre la base de la relación en peso de las tres fracciones antes mencionadas. Con un solo término se da una idea general de sus propiedades físicas.

Dado que el mayor o menor predominio de la fracciones gruesas o finas de un suelo marca una serie de tendencias de gran interés, se vio la necesidad de clasificar los suelos de acuerdo al tamaño predominante de sus partículas minerales primarias.

Si se traza un triángulo equilátero, fijando en su base la fracción arena, aumentando de derecha a izquierda a 0 a 100%, en el lado siguiente la fracción arcilla y en el último la fracción limo y dentro del mismo se subdivide este, de manera de formar triángulos internos correspondientes a los campos de predominio de cada una de las fracciones mencionadas, se obtendrá la base de formación de los triángulos texturales (figura 4).

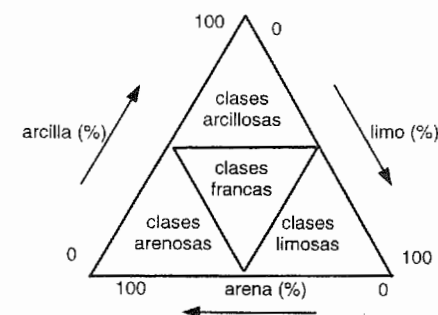


Figura 4: Base de los triángulos texturales.

Las clases texturales arcillosas corresponden a los suelos comúnmente llamados pesados, ya que son plásticos y con fuerte poder adhesivo cuando están húmedos, y duros cuando están secos, esto hace que sean difíciles de labrear. Mientras que las texturas más gruesas, arenosas, caracterizan los suelos livianos o sueltos, faltos de cohesión, fáciles de trabajar y con frecuencia, con tendencia a la aridez.

Las clases texturales donde se presenta equilibrio entre los componentes de las distintas fracciones ocupan el lugar central en el triángulo textural y corresponden a las clases llamadas francas. Se refiere a suelos que poseen una mezcla "balanceada" de partículas finas, medias y gruesas de tal manera que sus propiedades son intermedias entre las clases arenosas, limosas o arcillosas. De tal manera, son frecuentemente consideradas las clases texturales óptimas para el crecimiento de las plantas y la producción agrícola, debido a que su capacidad de retener agua y nutrientes es superior a la de una clase arenosa; mientras que su drenaje, aereación y propiedades para la labranza son más favorables que las clases arcillosas. Sin embargo, esto es una sobresimplificación debido a que bajo diferentes condiciones ambientales o diferentes especies de plantas, las clases arenosas o arcillosas pueden ser mucho mejores que las francas.

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos ha construido, con esta base, su triángulo textural con 12 clases texturales principales (figura 5).

Se ha visto que al considerar las fracciones, sólo se toman en cuenta partículas de 2 mm o menos. En la práctica pueden encontrarse suelos con presencia en mayor o menor grado de partículas mayores de 2 mm. Este hecho no se tiene en cuenta en el triángulo textural, pero cuando la presencia de dichas fracciones sobrepasa determinado límite, se le añade un calificativo a la clase textural. Por ejemplo: areno graviloso. En el cuadro N° 3 se observa la correspondencia de los nombres comunes y las clases texturales.

Cuadro N° 3: Términos usados para describir la textura en relación a los nombres de las clases texturales de los suelos.

Nombres comunes	Textura	Clases texturales
Suelos arenosos	Gruesa	Arenoso Areno franco
	Moderadamente gruesa	Franco arenoso Franco
Suelos francos	Media	Franco limoso Limoso
		Franco arcillo arenoso Franco arcillo limoso
	Moderadamente fina	Franco arcilloso Arcillo arenoso
		Arcillo limoso Arcilloso
Suelos arcillosos	Fina	

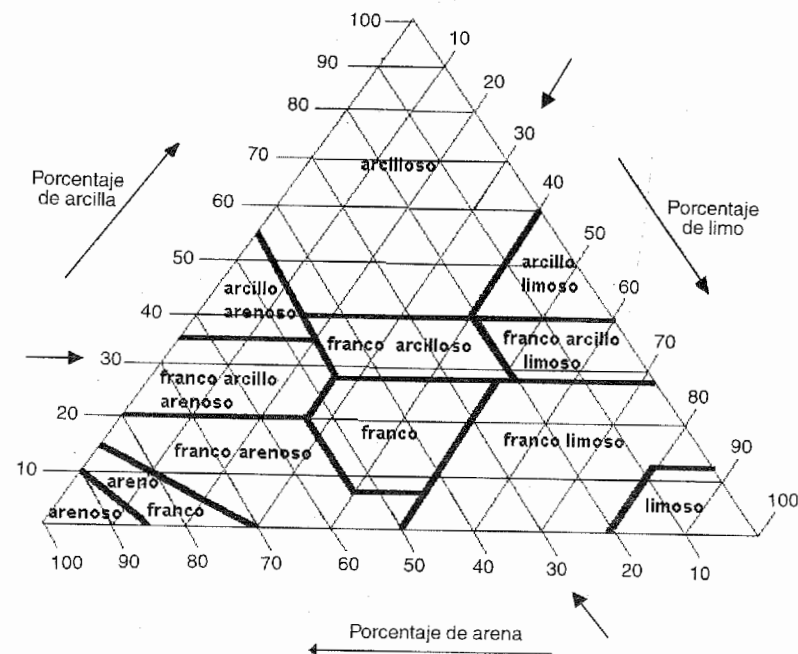


Figura 5: Triángulo textural (Soil Survey Manual - USDA).

5. Superficie específica

El concepto de "superficie específica" se refiere en la Edafología al área superficial total de las partículas por unidad de masa o volumen. Las unidades comúnmente usadas son $\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$ o $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$. Por ejemplo, si se toma un cubo de 1 cm de lado que pesa 1g, su superficie específica será: $6 \text{ cm}^2 \text{g}^{-1}$. Si a ese mismo cubo se lo corta, en dos mitades iguales tendrá dos caras expuestas más y, ahora, la superficie específica del cubo en su conjunto será de $8 \text{ cm}^2 \text{g}^{-1}$.

La superficie específica de un suelo es una propiedad intrínseca y fundamental. Se ha encontrado que correlaciona con fenómenos importantes como el intercambio iónico, retención y liberación de varios agentes químicos (incluyendo nutrientes y ciertos contaminantes potenciales del ambiente), expansión volumétrica, retención de agua, y propiedades mecánicas como plasticidad y cohesión.

Para una masa o volumen dado de partículas, la superficie específica dependerá del tamaño y forma de las mismas.

Tamaño

La superficie específica varía en forma inversamente proporcional al tamaño de las partículas, tal como se muestra en la figura 6.

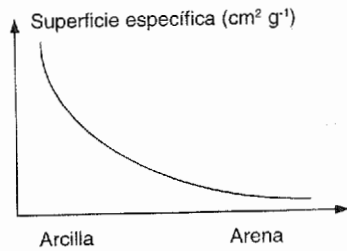


Figura 6: Representación esquemática de la variación de la superficie específica con las fracciones texturales.

Para las distintas fracciones granulométricas, los valores orientativos de la superficie específica se ven en el cuadro N° 4.

Cuadro N° 4: Valores de superficie específica y su relación con la fracción textural, su diámetro aparente y el número de partículas por gramo.

Fracción	Diámetro aparente (mm)	Número de partículas por gramo	Superficie específica (cm² g⁻¹)
Arena muy gruesa	2,00 - 1,00	90	11
Arena gruesa	1,00 - 0,50	720	23
Arena media	0,50 - 0,25	5700	45
Arena fina	0,25 - 0,10	46000	91
Arena muy fina	0,10 - 0,05	722000	227
Limo	0,05 - 0,002	5776000	454
Arcilla	<0,002	90260853000	3000000 - 8000000 según la mineralogía de la arcilla

Siendo el suelo un sistema en el cual una de sus fases está subdividida en numerosas partículas pequeñas, la superficie específica de los materiales dominantes señala la tendencia de sus propiedades físico-químicas.

Al aumentar la superficie específica:

- Aumentan los fenómenos superficiales, entre los cuales son de sumo interés los fenómenos de adsorción.
- Aumenta la capacidad de retención hídrica.
- Al disminuir el tamaño de partículas, disminuye el tamaño de los espacios libres entre las mismas. Es decir, aumenta la porosidad (espacios libres) total.

A igualdad de otras condiciones, disminuye la densidad aparente.

Forma de las partículas

Para un tamaño de partículas dado, a igualdad de volumen o masa, podrán presentarse diferencias sustanciales en la superficie específica, conforme a la forma de dichas partículas.

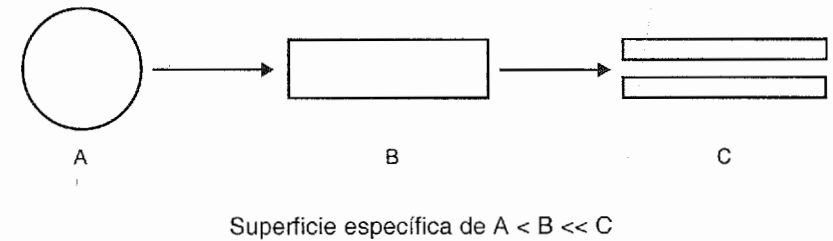


Figura 7: Representación esquemática de la relación entre la forma de una partícula y su superficie específica.

Si una de estas esferas se aplasta, de modo tal que configure un disco de cierto espesor, aumentará su superficie específica. Si al disco así obtenido, se lo sigue aplastando, hasta que prácticamente su espesor sea insignificante con respecto a su ancho, se habrá llegado a la máxima superficie específica que puede presentar la masa esférica original (figura 7).

La disposición de las partículas en un conjunto en íntimo contacto, configura panoramas disímiles según la forma de las partículas.

En efecto, si las mismas son esféricas, el máximo acercamiento se establece por puntos de contacto. En cambio, cuando la forma es de disco o lámina, encimando partículas, prácticamente las 3/4 partes de la suma de las superficies individuales pasan a ser superficies de contacto, y en consecuencia, anularse como superficie libre en el conjunto.

Lo dicho, no sólo incide en la superficie específica del conjunto, sino también en otras propiedades. En efecto, mientras que las partículas de forma esférica no entran en íntimo contacto, o sea que no hay cohesión, lo contrario sucede con las formas de disco o lámina.

Asimismo, la diferencia en la forma de las partículas señala las características propias en el comportamiento del agua que las rodea.

Cuando las partículas son en forma de disco o lámina (arcillas), no sólo el agua se adsorbe en superficie, sino también se producen orientaciones de los dipolos y manifestaciones de fenómenos capilares.

6. Métodos de determinación

Dentro de este capítulo, se abren dos grupos de determinaciones tendientes a la cuantificación de lo expuesto:

- a.- Superficie específica.
- b.- Análisis de distribución de tamaño de partículas.

a.- Superficie específica

Se disponen de varias técnicas para su determinación:

- 1.- Método BET
- 2.- Etilen glicol

1.- Método BET: éste se basa en el fenómeno de adsorción de un gas inerte por parte de los minerales de arcilla. El nombre del método se debe a las iniciales de los apellidos de los autores (Brunauer, Emmet, Teller, 1938).

Este método usa como gas al nitrógeno que es adsorbido en una capa monomolecular por la partícula coloidal, y el valor de superficie específica se obtiene aplicando la ecuación BET. Esta ecuación da la cantidad de gas adsorbido por la partícula y conociendo que la molécula de gas (N_2) ocupa un área de $0,16nm^2$, es fácilmente calculada la superficie específica del mineral.

Cuando el mineral presenta una gran superficie interna como la montmorillonita los gases inertes o sustancias no polares no penetran entre los paquetes, es por eso que deben utilizarse sustancias polares como:

2.- Etilen glicol: éste método ideado por Dyal y Hendricks (1950), consiste en la adsorción de etilen glicol por las partículas arcillosas. Es un sencillo proceso gravimétrico, con mínimos requerimientos en instrumental específico, donde el mineral se pesa antes y después de ponerse en contacto con la sustancia y por diferencia de peso se puede conocer la cantidad adsorbida. Sabiendo el área de la molécula de etilen glicol se conoce la superficie específica.

Para caolinita los dos métodos dan resultados similares, no así para montmorillonita y otros minerales expandentes donde se usa el segundo método.

En el cuadro N° 5 figuran algunos minerales, sus superficies específicas y el método que se utilizó para su determinación.

Cuadro N° 5: Superficie específica de distintos materiales y la metodología empleada para su determinación.

Mineral	Superficie específica(m^2g^{-1})	Método
Arena Fina	0,1	BET
Limo	1,0	BET
Caolinita	5 - 100	BET
Illita	100 - 200	BET
Vermiculita	300 - 500	Etilen glicol
Montmorillonita	700 - 800	Etilen glicol
Alofanos	200 - 500	BET

También hay otros gases inertes utilizados, como radón, xenon y otras sustancias polares como agua, cetilpiridium-bromuro, ácido poliacrílico, etc., que son mencionados por distintos autores en la determinación de la superficie específica.

b.- Análisis de distribución del tamaño de partícula

Un edafólogo con suficiente práctica puede determinar al tacto con bastante aproximación, la clase textural a que pertenece una fracción del suelo. Más aún, su tacto es capaz de desglosar subclases de una determinada clase.

De todos modos, se hace necesaria una cuantificación que no sólo sea deducir propiedades emergentes de la textura, sino también establecer parámetros comparables.

Se dispone de numerosas técnicas para determinar porcentajes de distintos tamaños de partículas que componen una muestra de suelo. Los más utilizados se basan en la Ley de Stokes, que es la que rige la velocidad de caída de un sólido en el seno de un fluido.

Los métodos comúnmente empleados para la determinación del análisis de distribución de tamaño de partícula son:

1.- A campo - Textura al tacto

2.- En laboratorio

2.1.- Por recuento microscópico

2.2.- Por tamizado (para partículas mayores de $50 \mu m$)

2.3.- Por sedimentación (para partículas de hasta $20 \mu m$ y $50 \mu m$)

2.3.1.- Método de la pipeta

2.3.2.- Método del hidrómetro de Bouyoucos

Textura al tacto

Como método empírico inicial puede practicarse el siguiente procedimiento: se toma una pequeña muestra del suelo y se humedece hasta formar una pasta fácil de amasar. Se presiona y aprieta la muestra entre el pulgar y los dedos, tratando gradualmente de ir formando una cinta. Si la cinta se forma y se mantiene sin dificultad se trata de una muestra de textura fina. En cambio si la cinta no se forma y la muestra se desmorona, se trata de una textura gruesa. Las muestras de textura media permiten formar una cinta pero ésta se rompe muy fácilmente.

También resulta de utilidad la sensación al tacto que dejan las distintas fracciones texturales, además de apreciar sus condiciones de plasticidad y adhesividad en húmedo (se pega a los dedos). El limo se muestra suave en seco, con una sensación táctil de talco o harina. En húmedo tiene moderada plasticidad pero muy escasa adhesividad. Finalmente, la arena presenta un aspecto rugoso característico, no siendo plástica ni adhesiva.

2.1 Recuento microscópico

Se obtiene una dispersión de las partículas, de las que se toma una gota sobre un portaobjetos especial, se la condiciona adecuadamente y se efectúa el recuento de las partículas de determinados tamaños. Esta operación debe efectuarse con numerosas repeticiones para lograr un valor medio.

2.2 Tamización

Consiste en la separación de grupos de partículas mediante la utilización de juegos de tamices de tamaño de abertura variable.

De modo tal que partiendo con un peso conocido de muestra, se pesan las distintas fracciones que quedan retenidas en cada uno de los tamices utilizados, obteniéndose el porcentaje correspondiente a cada tamiz, sobre el peso total inicial de la muestra.

Dos hechos caben destacar en esta técnica:

- Permite la separación de partículas mayores o menores de determinado diámetro.
- Su utilización sólo es factible para fracciones gruesas (> de 50 μm).

2.3 Sedimentación

Estos métodos se basan en la ley de Stokes y para su utilización es imprescindible conocer algunos supuestos de la misma.

La caída de una partícula en un fluido se efectúa con una velocidad que sigue la ley de Stokes (1851).

$$V = \frac{2}{9} \frac{(\delta p - \delta f) g r^2}{\eta}$$

- V: velocidad de caída, (cm s⁻¹)
 δp : densidad de partícula (g cm⁻³)
 δf : densidad de fluido (g cm⁻³)
 g: aceleración de la gravedad (cm seg⁻²)
 r: radio aparente de la partícula (cm)
 η : viscosidad del fluido (dina cm⁻² seg⁻¹)

Puede observarse que para un determinado lugar, con temperatura constante, y con un fluido determinado, por ejemplo, agua, dado que la densidad de partícula puede tomarse como igual a 2,65 g cm⁻³ la velocidad de caída de una partícula de suelo es directamente proporcional al cuadrado del radio aparente.

Limitaciones del uso de la ley de Stokes

En la utilización de la ley de Stokes se presentan varios aspectos que merecen su análisis para la aplicación estricta de la ley:

- 1) La ley considera que las partículas son esféricas. Se sabe que las que componen el suelo no tienen en general dicha forma, por lo que se habla de diámetro o radio aparente. Ello significa que se toma como radio o diámetro de una partícula al que corresponde a una esfera cuyo diámetro coincidiría con sus dimensiones medias.
 Puede observarse que los tamaños de dicha esfera ideal y el correspondiente a la partícula del suelo no son iguales, hecho que debe tomarse como factor de desviación.
 Otro aspecto se refiere a la diferencia en las formas. En efecto, a igualdad de masa, las velocidades de caída de una esfera y una lámina serán diferentes.
- 2) Se supone que la caída de la partícula se efectúa en un medio de profundidad infinita. Si bien esto no es correcto, puede admitirse que se cumple razonablemente si se toman solamente las velocidades de caída a alturas suficientemente alejadas del fondo del recipiente que contiene la suspensión.

- 3) Las partículas deben caer lo suficientemente alejadas de las paredes del recipiente como para evitar la influencia de las mismas. Dado que se estima que es suficiente un distanciamiento mínimo de 0,1 mm, puede en la práctica darse por cumplida.
- 4) Cada partícula debe caer en forma tal que no sea perturbada por sus vecinas. Ello se consigue trabajando en suspensiones no mayores de 1% (según Oden) o del 5% (según Weigner).
- 5) La ley es válida para partículas que tengan caída libre. Ello significa cuando son lo suficientemente pequeñas como para que se produzca el movimiento browniano, pueden producirse desviaciones. El fluido que se utiliza es agua, y la temperatura deberá mantenerse constante no sólo para evitar las variaciones de su viscosidad, sino también los movimientos de la masa líquida por gradientes de temperatura.

Teniendo en cuenta la ley de Stokes, dos son los métodos más utilizados.

2.3.1 Método de la pipeta

Al comienzo de este capítulo se dijo que las partículas primarias del suelo se unen entre ellas, por diversos medios, para formar partículas secundarias denominadas «agregados».

Si se desea efectuar el análisis de distribución de tamaño de partículas, es necesario destruir las partículas secundarias (agregados) para liberar las partículas primarias (arena, limo, arcilla).

Después de pesada una cantidad determinada de muestra, la primera operación a que se la somete es a la destrucción de los agentes de unión.

Entre los más importantes se encuentran la materia orgánica y los carbonatos alcalinotérreos de Ca^{2+} y Mg^{2+} .

La materia orgánica se la destruye por tratamiento con agua oxigenada. Posteriormente, se la trata con ácido clorhídrico puro para destruir los carbonatos. Esta es una etapa controvertida, pues si bien los carbonatos insolubles pueden actuar como agentes de unión de las partículas primarias, también pueden ser parte constituyente del conjunto de dichas partículas (suelos calcáreos).

Las dos etapas antes mencionadas (destrucción de materia orgánica y carbonatos alcalinotérreos) se pueden reemplazar o simplificar por diversas técnicas. Entre ellas, caben mencionar la utilización de ultrasonido y la de dispersores especiales (método hidrométrico de Bouyoucos).

Una vez lograda la separación de las partículas primarias, se debe asegurar que las mismas conserven su individualidad en la suspensión, lo que

puede lograrse con la utilización de diversos químicos: hidróxido de sodio, carbonato de sodio, hexametáfosfato de sodio (Calgón).

Creado el medio dispersante, se agita la suspensión para asegurar la separación de las partículas.

Si dicha suspensión se la pasa a una probeta y se la agita convenientemente, se supone que se logra un sistema homogéneo desde la superficie hasta el fondo de dicha probeta, pero al dejar la probeta en reposo, inmediatamente comenzará la caída de las partículas.

Suponiendo que todas las partículas, a cualquier altura, comienzan a caer en el tiempo $t=0$, para un tiempo $t=x$ y una profundidad $h=z$, podrán calcularse con la ecuación de Stokes el tamaño de partículas (radio) presente a la profundidad z .

En otro sentido, si se fijan los valores de « h » y « r », podrá calcularse cual es el tiempo que tardan las partículas de determinado radio « r » para llegar a la profundidad « h ».

Si poco antes de cumplirse el tiempo « t » se introduce una pipeta cuyo extremo llegue justamente hasta la profundidad « h » y exactamente al cumplirse el tiempo « t » se pipetea una parte alícuota de la suspensión, se habrá recogido un porcentaje definido, sobre el total contenido en la probeta, de la fracción de radio « r ».

Esta muestra se lleva a sequedad y se pesa. El peso obtenido de la fracción de tamaño « r » será el contenido en el volumen pipeteado. Con un simple cálculo se deduce el total de la probeta.

Con este método, trabajando a temperatura determinada y constante, se obtienen los porcentuales de las fracciones limo + arcilla. Posteriormente, tomando otra alícuota en el tiempo correspondiente al radio de la arcilla (2 micrones), se podrá obtener su porcentaje. Si a la suma de limo + arcilla se le resta el valor correspondiente a arcilla, se tendrá el de limo. Como se comprende, no es posible por esta vía, obtener el valor de limo sin agregado de arcilla. En efecto, si se supone un sistema homogéneo en la probeta, para ambas fracciones, como el limo cae con mayor velocidad en la probeta, en su caída se encontrará con un medio homogéneo de arcilla y en ningún momento de su caída podrá encontrarse en un lugar libre de dicha fracción. En cambio, por caer la arcilla con una velocidad menor, al llegar a la profundidad « h » en el tiempo « t », se encontrará con un medio libre de limo.

La fracción de arena se obtiene por tamizado.

Lo dicho corresponde al clásico método de la pipeta, siendo entre los comunes el que brinda los mejores resultados para las fracciones de limo y arcilla.

2.3.2 Método hidrométrico de Bouyoucos

En el ejemplo anteriormente dado, puede suponerse que para una profundidad « h » y un tiempo « t », a 20°C, dicha profundidad es la correspondiente

a partículas de radio $r=50$ micrones. Es evidente que a dicha profundidad no sólo se encontrará una concentración representativa de partículas de 20 micrones, sino también de las de 2 micrones. Si se dispone de un densímetro especial que cuantifique la densidad de ese medio a la profundidad «h», se tendrá una medida de la concentración de las fracciones limo + arcilla.

Manteniendo la probeta en reposo, si se deja transcurrir el tiempo necesario para que la fracción limo sobrepase la profundidad de la medida del densímetro, y se efectúa una nueva determinación, se tendrá una medida de la concentración de las partículas del tamaño de la arcilla.

Las densidades así medidas, mediante cálculos pueden pasarse a porcentajes de las fracciones limo + arcilla, en la primera lectura densimétrica y de la fracción arcilla en la segunda. Una simple resta arrojará el porcentaje correspondiente a la fracción limo.

Si se hacen lecturas seriadas en aumento progresivo de «t», puede obtenerse, mediante cálculos adecuados, una curva de distribución de tamaño de partículas (figura 8).

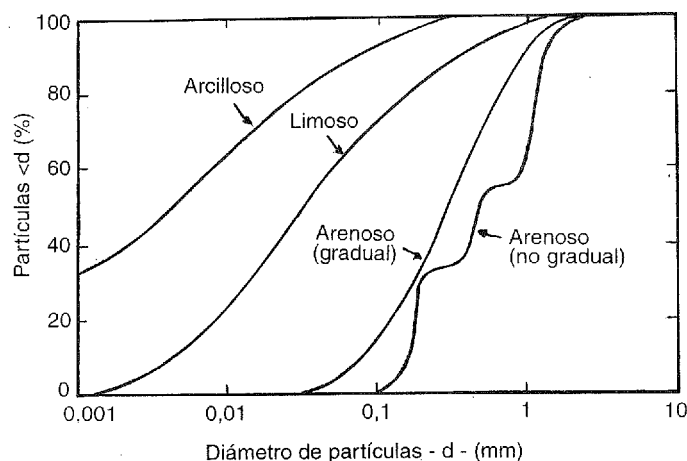


Figura 8: Curvas esquemáticas de distribución de tamaños de partículas para horizontes de diferentes clases texturales.

7. Aspectos prácticos de la textura

Anteriormente se ha dicho que la textura es la matriz potencial de un suelo. Muchas de las propiedades físicas, químicas y biológicas dependen de la textura, pero como se verá en el capítulo siguiente, las características potenciales así delineadas, pueden sufrir cambios en virtud de la formación de unidades compuestas por un número variable de partículas primarias.

Las tendencias mencionadas se presentan en el cuadro N° 6.

Cuadro N° 6: Comportamiento general de las propiedades en función de sus clases texturales extremas.

	Arenoso	Arcilloso
Porosidad total	Pequeño	Grande
Macroporos	Elevado	Bajo
Microporos	Bajo	Elevado
Retención hídrica	Baja	Alta
Aireación	Buena	Regular a menos
Permeabilidad	Buena	Moderada a mala
Temperatura	Amplitud	Poca amplitud
Contracción y Expansión	Nula	Presenta
Capacidad de cambio	Baja	Alta
Desgaste de herramientas	Elevado	Bajo
Nivel de fertilidad	Bajo	Alto
Formación de costras	Bajo	Alto
Conservación de la M.O.	Difícil	Menos difícil
Densidad aparente	Alta	Baja

8. Textura de suelos argentinos. Ejemplos

La textura actual de un suelo es fruto de numerosas variables que interactúan en el tiempo. Entre ellas se encuentran: las características físico-químicas, el origen y la textura del sedimento madre, el clima, la vegetación, la posición en el relieve, el uso que haya hecho el hombre, etc. Es por este motivo, que aún a nivel potrero se pueden encontrar suelos de muy diferentes o contrastantes clases texturales. Sin embargo, existen ciertas tendencias zonales o regionales muy relacionadas con los factores antes mencionados que son las que se pretenden describir con ejemplos representativos del lugar.

En los ejemplos (cuadro N° 7) sólo se describen las texturas de los horizontes superficiales que, pese a que poseen el mayor impacto en el funcionamiento del sistema suelo - planta, y están relacionadas con la textura de los horizontes suprayacentes, no se puede generalizar acerca de su distribución en profundidad.

Cuadro N° 7: Ejemplos de clases texturales del horizonte superficial en suelos de la Argentina.

Provincia	Localidad / zona	Textura del horizonte superficial	
Buenos Aires/ Sur de Sta. Fe.	Pampa ondulada	Ramallo	Franco limoso
		Pergamino	Franco limoso a franco
		Rojas	"
		Venado Tuerto	"
		Cañada de Gómez	"
	Pampa arenosa	Carlos Casás	Franco arenoso a Areno franco
		Pehuajó	"
		Junín	"
	Pampa interserrana	Trenque Lauquen	"
		Balcarce	Franco limoso a franco
Tres Arroyos		"	
Tandil		"	
Sector Patagónico	Gral. Pueyrredón	"	
	Médanos	Franco a Areno franco	
Delta	Carmen de Patagones	"	
	Campana	Arcillo limoso a Franco arcilloso	
	Pampa deprimida		
Córdoba	Pila	Franco limoso a Franco arcillo limoso	
	Dolores	Franco limoso a Franco arcilloso	
	Río Cuarto	Franco a Franco arenoso	
Entre Ríos	Marcos Juárez	Franco limoso a Franco arcillo limoso	
	Villa María	Franco a Franco arenoso	
	Río Tercero	Franco a Franco arenoso	
Entre Ríos	Federal - La Paz	Franco Arcilloso	
	Diamante	Franco arcillo limoso a Franco arcilloso	
	Victoria	Franco a Franco arcillo limoso	

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N. 1990. The nature and properties of soils. Macmillan Publishing Company NY.
- BUOL, S.; HOLE, F. Y MC CRACKEN, R. 1991. Soil genesis and classification. The Iowa State University Press, Ames.
- GAVANDE, S. 1976. Física de suelos. Principios y aplicaciones. Ed. Limusa México.
- HILLEL, D. 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press.
- NARRO FARIAS, E. 1994. Física de suelos con enfoque agrícola. Ed. Trillas.
- PORTA, J.; LÓPEZ ACEVEDO, M. Y ROQUERO, C. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid.
- SAGYP-INTA. PROYECTO PNUD ARG/85/019. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina.
- WHITE, R. E. 1979. Introduction to the principles and practice of soil science.

MATERIA ORGÁNICA

Temario

1. **Introducción:** Características. Definiciones
2. **Origen y Composición de la Materia Orgánica**
 - 2.1 Transformación de la materia orgánica
 - 2.2 Proceso de descomposición y mineralización de los residuos orgánicos
 - 2.3 Síntesis de las sustancias húmicas
 - 2.4 Humificación biológica y abiológica
 - 2.5 Factores que influyen en la humificación
3. **Naturaleza y propiedades de las sustancias húmicas**
 - 3.1 Estructura química
 - 3.2 Composición elemental de las sustancias húmicas
 - 3.3 Propiedades del humus
4. **Clasificación de las sustancias húmicas**
5. **Complejos húmico-arcillosos**
 - 5.1 Posibles formas de unión entre la fracción orgánica y la inorgánica en los complejos húmico-arcillosos
6. **Funciones de la materia orgánica en el suelo**
7. **Contenido de la materia orgánica en el suelo**
8. **Contenido de la materia orgánica en grandes grupos de suelos argentinos**

MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO

Ing. Agr. Marta Elvira Conti

OBJETIVOS

- Caracterizar la materia orgánica del suelo (MO), sus transformaciones y variaciones.
- Relacionar la acción de la MO con los conceptos de fertilidad y conservación del suelo.

1. Introducción

De los procesos que tienen lugar en el suelo, hay tres que son prácticamente exclusivos del mismo:

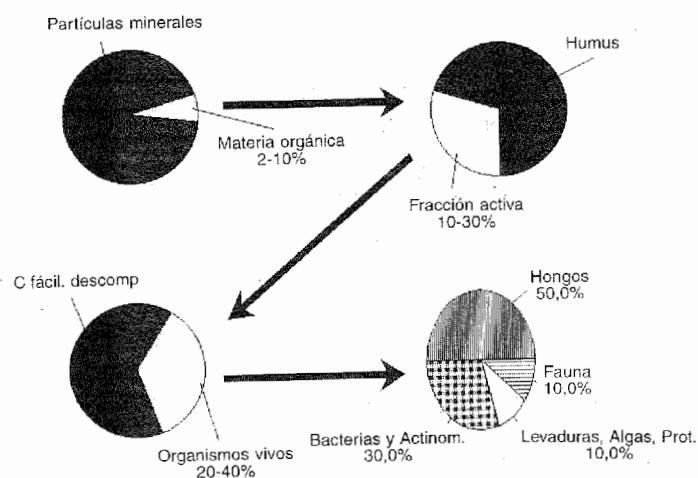
- formación de **minerales arcillosos secundarios**.
- formación de **humus**.
- formación de complejos **húmico-arcillosos**.

En este capítulo se estudia la formación de humus y complejos húmico-arcillosos del suelo.

A continuación se definen algunos términos que se usarán en el desarrollo del capítulo.

- **Materia orgánica en sentido general:** comprende los micro y meso-organismos que pueblan el suelo, raíces de plantas, todo material proveniente de organismos muertos y sus productos de transformación, descomposición y resíntesis, sobre y en el suelo.
- **Materia orgánica en sentido restringido:** se refiere a lo anterior excluyendo la materia orgánica viviente (organismos vivos y raíces), que constituye alrededor del 15% del total.
- **Residuos orgánicos:** restos de plantas y tejidos animales sin descomponer y sus productos de descomposición parcial.
- **Biomasa del suelo:** materia orgánica presente como tejido microbiano vivo.
- **Edafón** (del griego, vida del suelo): es el conjunto de organismos que habitan en el suelo.
- **Humus:** es el producto de transformaciones, descomposiciones y resíntesis de moléculas orgánicas, en las cuales no quedan vestigios microscópicamente visibles de los tejidos o células originales

En el siguiente esquema se presentan las relaciones promedio de compuestos orgánicos en suelos de pradera:



2. Origen y composición de la materia orgánica edáfica

En el ciclo de carbono (figura 1), los organismos fotótrofos fijan carbono procedente del CO_2 atmosférico que pasa a formar parte de los tejidos vegetales y de microorganismos en forma de C-orgánico. Los organismos organotrofos utilizan estos compuestos orgánicos como alimento y sus restos al ser mineralizados liberan CO_2 cerrando el ciclo del carbono en la biósfera.

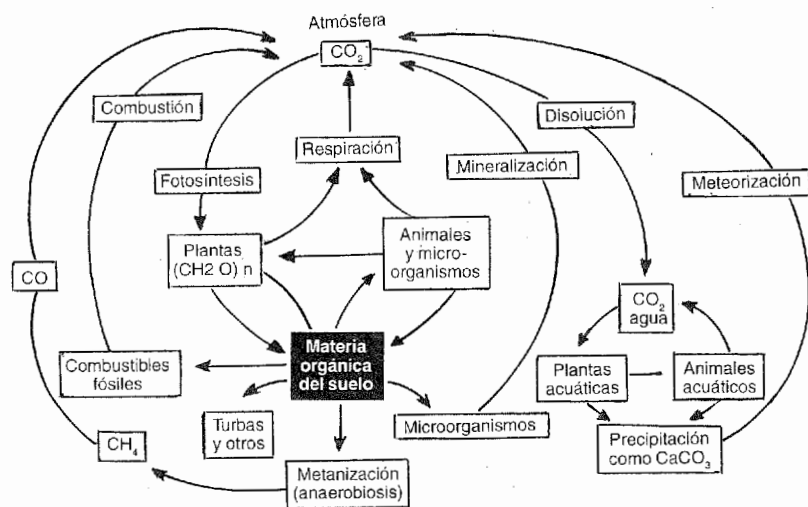


Figura 1 Ciclo del Carbono en la Biósfera. (Adaptado de Porta, 1994).

La materia orgánica del suelo (MO) proviene, en parte, de la incorporación de residuos animales (cadáveres y deyecciones) y restos vegetales (raíces, órganos aéreos, excreciones a nivel rizósfera, sustancias solubles de los órganos aéreos transferidas al suelo por el agua de lluvia o rocío, etc.), en distintos estados de descomposición y la biomasa microbiana

Los restos vegetales son cuantitativamente más importantes que los residuos animales. Sus componentes, varían entre los siguientes valores: lignina 10 - 30%, celulosa 20 - 50%, hemicelulosa 10 - 28%, grasas, ceras, taninos 1 - 8%, Compuestos nitrogenados 1 - 15%, Contenido de agua 50 - 95%. Los elementos que integran estos compuestos son incorporados a la materia orgánica del suelo aportando C, N, O, S, H.

Algunos componentes de la MO, no se originan de los restos vegetales o animales, pudiendo provenir de la atmósfera o de los minerales del mismo suelo. Tal es el caso del N que en parte es aportado por la atmósfera; el P totalmente de minerales del suelo; S minerales del suelo y agua de lluvia; Ca, Mg, K y microelementos que provienen de los minerales del suelo, agua y polvo atmosférico.

La fracción orgánica puede dividirse teniendo en cuenta su complejidad y estado en dos grupos, «materia orgánica fresca» compuesta por restos de animales, plantas y organismos transformados en forma incompleta y un segundo grupo de «materia orgánica transformada o estable» que estaría constituido por los productos resultantes de la descomposición de los residuos orgánicos y síntesis microbiana y los compuestos húmicos.

La MO del suelo presenta en promedio, la siguiente composición:

Composición elemental	Porcentaje
Carbono (C)	50
Oxígeno (O)	40
Nitrógeno (N)	5
Hidrógeno (H)	5
Compuestos que la forman	
Sustancias húmicas	60-90
Sustancias no humificadas	10-40

2.1 Transformaciones de la materia orgánica

Los restos orgánicos, desde su llegada al suelo, son descompuestos más o menos rápidamente por los organismos del suelo.

Cuando se incorpora materia orgánica fresca, el 60-70% de su masa

se transforma en un intervalo de tiempo que va desde unos pocos meses a 2 años (fase de descomposición y mineralización). Simultáneamente, una parte se reorganiza formando compuestos más estables, compuestos humificados, que presentan velocidades de mineralización mucho más lentas, 1,5% ó 2% anual. De esta manera, la materia orgánica fresca es transformada poco a poco, en elementos minerales solubles o gaseosos y por otra parte, en compuestos húmicos o HUMUS.

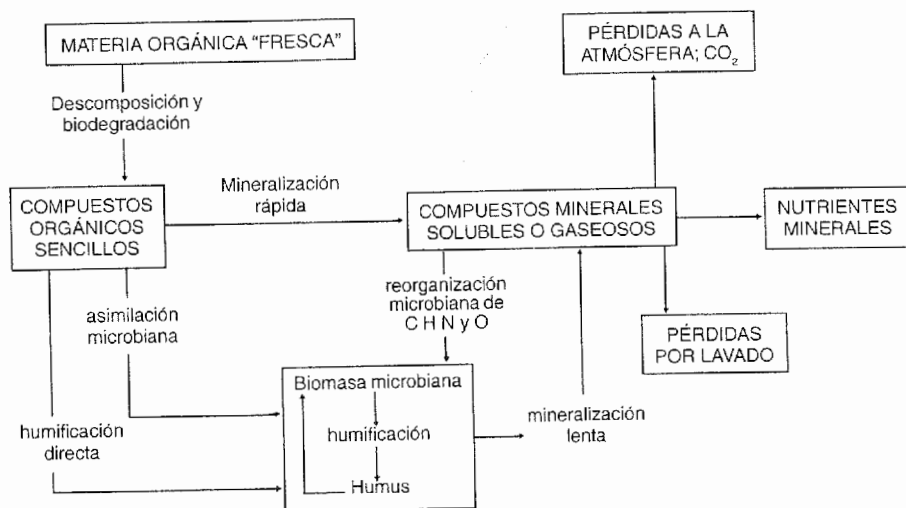


Figura 2. Esquema simplificado del proceso de transformación de la materia orgánica del suelo (Adaptado de Porta, 1994).

La MO y sus procesos de descomposición, mineralización y humificación son de gran importancia en el medioambiente debido a:

- es fundamental para completar el ciclo del carbono (ver figura 1). Si se interrumpe el ciclo del carbono, se acumularían los residuos hasta que los suelos se convirtieran en un basural. Pronto no podrían desarrollarse los vegetales superiores por falta de N, intercambio de nutrientes y dificultades en la retención de agua.
- es una fuente de CO_2 necesaria para mantener constante su nivel en la atmósfera. Se estima que la fotosíntesis consume aproximadamente 8×10^{10} Mg año⁻¹ de CO_2 . El contenido de CO_2 en la atmósfera es de aproximadamente $0,7 \times 10^{12}$ Mg y de $0,5 \times 10^{12}$ Mg en el agua del mar. Si no se repone continuamente mediante la descomposición de los residuos orgánicos, el contenido actual de 0,03% de CO_2 en la atmósfera se agotaría en pocos años. La actividad biótica del suelo aporta aproximadamente $13,5 \times 10^{10}$ Mg año⁻¹ de CO_2 .

- es una fuente energética básica que posibilita todo el conjunto de procesos biológicos que ocurren en el suelo. Los únicos que escapan a esta consideración son los microorganismos autótrofos (por ejemplo: nitrificadores).
- es fuente básica de N y muy importante de S y P del suelo. Juega un papel preferencial en la agregación y estructuración, en la pedogénesis y tiene efectos directos sobre la retención de agua y el desarrollo vegetal.

2.2 Proceso de descomposición y mineralización de los residuos orgánicos

Los residuos orgánicos añadidos al suelo son primeramente particionados y separados en sus componentes orgánicos básicos por acción mecánica de la mesofauna. Este proceso se llama DESCOMPOSICIÓN.

La acción continúa posteriormente por medio de las enzimas extracelulares liberadas por los vegetales y microorganismos fundamentalmente heterótrofos. Estos organismos son capaces de aprovechar la energía que contienen las unidades orgánicas básicas que se separan en la descomposición y oxidarlas por medio de enzimas intracelulares: MINERALIZACIÓN.

La mineralización consiste en la transformación de un elemento desde la forma orgánica a una inorgánica, por actividad de los microorganismos.

Los microorganismos incorporan continuamente al suelo un amplio rango de compuestos orgánicos que constituyen sus propios tejidos microbianos, los que son consumidos también en la mineralización. El número y grupo de microorganismos participantes depende del proceso de descomposición, la cantidad y calidad de la MO agregada al suelo y del tipo de suelo. Es importante destacar que los restos animales difieren de los vegetales. De la misma manera, los vegetales provenientes de ecosistemas forestales difieren de los de sistemas pastoriles y éstos a su vez de los de agrosistemas.

Si la descomposición y mineralización se produce en aerobiosis, los productos finales de la descomposición son: CO_2 , NO_3^- , SO_4^{2-} , H_2O , residuos resistentes y una gran cantidad de energía es liberada y usada por los microorganismos en sus procesos metabólicos. La transformación posterior produce sustancias humificadas.

Si la descomposición y mineralización se produce en anaerobiosis, los productos finales de la descomposición son: CH_4 , H_2 , R-COOH, NH_3 , R-NH₂, R-SH, H_2S y residuos resistentes. Los procesos metabólicos de descomposición, mineralización y síntesis son más lentos y hay acumulación de residuos orgánicos sin humificar.

La descomposición y mineralización ocurre en tres etapas:

- 1) Reacción de distintos componentes del cadáver o restos vegetales entre sí, inmediatamente o poco después de la muerte del organismo. El proceso de mayor interés desde el punto de vista cuantitativo, es la reacción de compuestos fenólicos con proteínas de las células. Un ejemplo bien visible es el cambio de color pardo - otoñal de las hojas de los árboles antes de caer.
- 2) Destrucción mecánica de los residuos por la fauna, DESCOMPOSICION y simultánea mezcla con los componentes del suelo, particularmente arcillas y microorganismos. Las modificaciones químicas en esta etapa son muy leves.
- 3) Metabolización de los compuestos partidos y mezclados por microorganismos, MINERALIZACION. Puede establecerse un orden en la velocidad de descomposición de los distintos polímeros orgánicos, ej.: cuanto mayor el contenido de lignina del resto orgánico, tanto más lento es el proceso. A la inversa, cuanto mayor el contenido de proteínas, bases y fósforo, tanto más rápido resulta. La presencia de principios inhibidores (restos resiníferos de acículas de pino, hojas de eucaliptus), retardan la mineralización. Hasta la eliminación de los inhibidores por lavado o previa acción de hongos, no continúa la mineralización.

Resumiendo: El proceso de descomposición y mineralización de restos orgánicos, es un proceso exotérmico. La descomposición y mineralización libera 4-5 calorías por gramo de material. Como resultado de estos procesos en el suelo se producen 5 fracciones de diferente estabilidad biológica:

- residuos **carbonados de bajo peso molecular**.
- residuos **precursores del humus**.
- **lignina y productos resistentes**.
- **biomasa del suelo** (incluyendo células y productos de síntesis microbiana).
- **material orgánico** sorbido sobre los coloides del suelo.

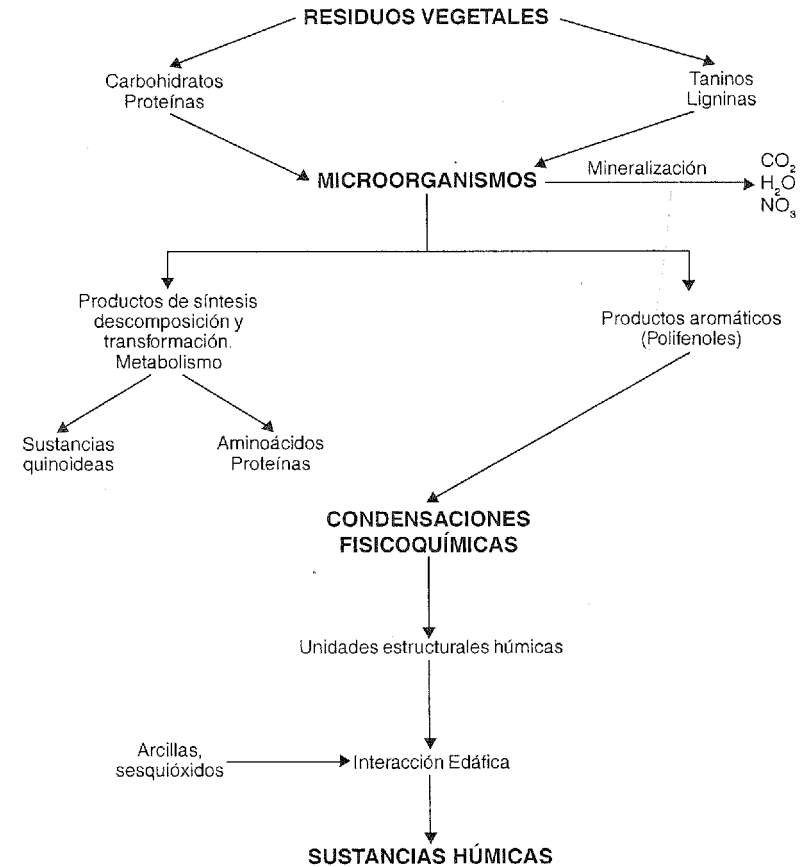


Figura 3. Esquema del proceso de descomposición, mineralización y síntesis de sustancias húmicas.

2.3 Síntesis de las sustancias húmicas

Los residuos de bajo peso molecular dan lugar a la formación de los **precursores**, que se transforman luego en sustancias húmicas. Se representa simultáneamente la mineralización de estos compuestos y la interacción de los organismos con los monómeros y sustancias húmicas ya formadas.

Los monómeros a partir de los cuales se ha de producir la nueva síntesis son: azúcares y sus derivados (hexosas, pentosas, ácido urónico y poliurónicos, etc.); alcoholes; aminoácidos; ácidos grasos; bases púricas y pirimidínicas.

La figura 4, presenta un esquema de formación de las sustancias húmicas.

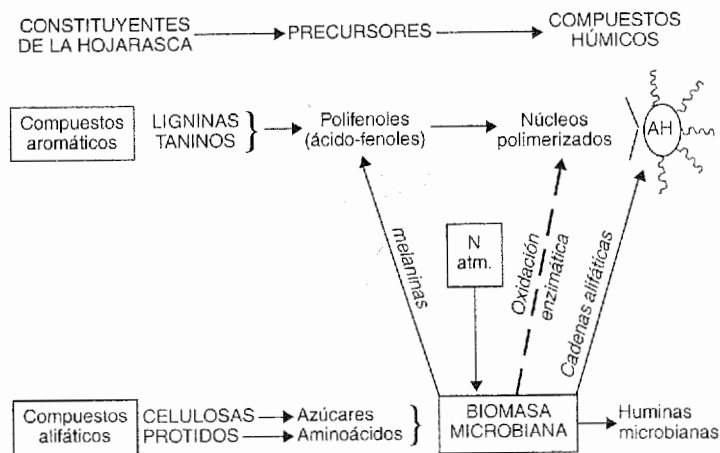


Figura 4. Formación de sustancias húmicas (Dochaufour, 1987).

Antes de entrar en el proceso de polimerización y síntesis de sustancias húmicas, los monómeros sufren una serie de transformaciones cuya característica común es incrementar su reactividad. Estos intermedios, llamados «**precursores**», tienen características especiales a partir de las cuales se explica su reactividad y la posibilidad de polimerizarse y formar sustancias húmicas:

- Posibilidad de formar estructuras de tipo quinónico (núcleos con posibilidad de polimerizarse).
- Posibilidad de formar radicales libres (sustancias donde se presentan C con electrones sin compartir).
- Sustancias que sin cumplir con a) y b) son capaces de co-polimerizar con estos precursores reactivos.

Los precursores para formarse requieren oxígeno (por ejemplo: introducción de OH en ciclos, pasaje de fenoles a quinonas). Sin embargo, si existe un exceso de oxígeno la oxidación continúa y los monómeros mineralizan a CO_2 y H_2O . Por lo tanto, el medio en que se van a formar los polímeros de tipo húmico se conoce como **microaerófilo** (con O_2 , pero no demasiado). Las reacciones entre radicales libres pueden ser catalizadas por metales y en algunos casos puede ser autocatalítica (por ejemplo la oxidación de fenol a quinona es autocatalizada por los fenoles).

2.4 Humificación biológica y abiológica

En la **humificación biológica** la mayor parte de los procesos de resíntesis de sustancias húmicas en el suelo tiene lugar por la actividad de la microflora y sus enzimas. Este es el caso de la mayoría de los suelos agrícolas y de pastoreo, donde el humus resultante es de alto grado de polimerización, de color oscuro, no muy ácido, con adecuada saturación de bases, buen contenido de N (relación C/N de 14 ó inferior) y baja solubilidad.

La **humificación abiológica**, de muy baja proporción en suelos, tiene su expresión más pura en las turberas ácidas, pero predomina en los suelos podzólicos. Los procesos de polimerización a partir de los precursores proceden sin intervención de microorganismos. Las sustancias húmicas formadas en ese medio son muy ácidas, de muy escasa saturación de bases, bajo contenido de N (relación C/N de 15 a 30), de peso molecular relativamente bajo y en consecuencia más solubles. La combinación de los compuestos húmicos con material inorgánico es muy escasa. La humificación abiológica es considerablemente más lenta que la biológica.

2.5 Factores que influyen en la humificación

Los factores que influyen en el sentido e intensidad del proceso de humificación pueden clasificarse en internos y externos. Estos factores afectan la actividad biológica y los procesos físico-químicos que condicionan la humificación biológica y abiológica.

- Los factores internos están determinados por la naturaleza de los residuos que se incorporan: glúcidos, ligninas, taninos, proteínas, etc.
- Los factores externos son los referentes al medio: el suelo y las condiciones climáticas.

Aireación: Se considera óptimo un medio suficientemente aireado pero con alternancia de períodos cortos y poco pronunciados de anaerobiosis.

Al comienzo de la descomposición de la materia orgánica, las condiciones semi-aeróbicas favorecen la oxidación de los glúcidos, ácidos orgánicos y taninos; que contribuyen a la elevación de la temperatura y la acidez. Si el medio es excesivamente anaeróbico, disminuye la velocidad del proceso favoreciendo la presencia de productos residuales a expensas de la formación de humus.

Humedad: La humedad es indispensable para el proceso de humificación pero su exceso redundaría en perjuicio de la aireación, con las consecuencias antes señaladas. La alternancia de humedad tiende a favorecer el enriquecimiento en humus.

Temperatura: En general las temperaturas medias del suelo, con adecuada humedad, aumentan la acumulación de humus. Un aumento de temperatura, acelera la mineralización y disminuye la síntesis de humus.

Acidez: Un pH cercano al neutro, con suficiente cantidad de alcalinotérreos favorece la acumulación de humus. Aumenta con la presencia de material arcilloso silicatado, debido a la formación de los complejos húmico-arcillosos.

3. Naturaleza y propiedades de las sustancias húmicas

El humus existe en un equilibrio dinámico. Es continuamente degradado y reestructurado por la flora microbiana edáfica.

3.1 Estructura química

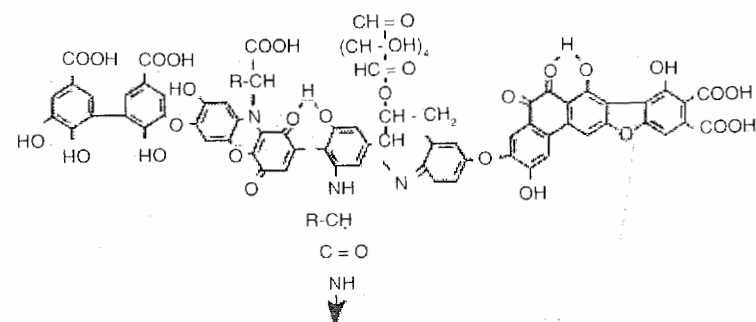
Se trata de compuestos altamente polimerizados cuyo peso molecular puede ir de 10.000 a más de 100.000. Su estructura aromática es complicada y muy variable (figura 7).

En forma esquemática se puede explicar la unidad elemental de estas estructuras considerando la presencia de un núcleo principal de carácter aromático, que tiene en su periferia uno o varios grupos reactivos, que le confieren a la materia orgánica características químicas y físico-químicas definidas. Además, se presentan puentes o grupos de enlaces que facilitan la polimerización.

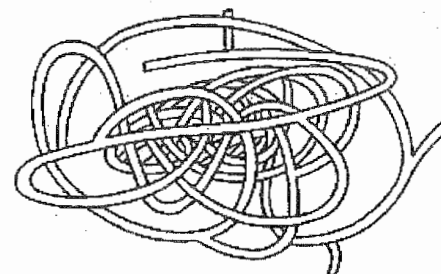
Grupos reactivos:

- Grupos ácidos: OH fenólico, -COOH. Los carboxilos son ácidos más fuertes que los OH fenólicos, pero la fuerza de los ácidos orgánicos dependen de la configuración del resto de la molécula.
- Grupos básicos: -NH- (amino).
- Metoxilos -O-CH₃.
- Grupos coordinantes: N y O en heterociclos (los electrones no compartidos de estos elementos pueden intervenir en uniones coordinadas).

(a) Propuesta de estructura química (Stevenson, 1982)



(b) Propuesta de estructura de extenso polímero de alto peso molecular (Oades, 1989)



(c) Propuesta de micromolécula con núcleo central y cadenas laterales (Bonneau, 1987)

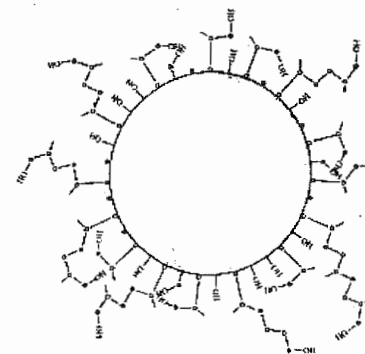


Figura 5. Estructura de compuestos húmicos.

3.2 Composición elemental de las sustancias húmicas

La composición elemental de las sustancias húmicas se encuentra dentro de los siguientes rangos:

Elemento	Porcentaje
C	45 - 65
O	27 - 50
H	3 - 6
N	2 - 12

La relación C/N comúnmente tiene un valor **10/1**, aunque también pueden presentarse valores de 8/1 a 15/1. Esta relación es un reflejo del equilibrio dinámico que resulta de la presencia dominante de la comunidad microbiana.

Las sustancias húmicas tienen mayor proporción de N que los restos vegetales (C/N 25 a 100), pero menor que los microorganismos (C/N 6 a 8). Cuanto más se acerca a los valores que corresponden a los microorganismos mayor carácter biológico tiene la transformación, en caso opuesto es mayor la participación abiológica.

En cuanto a la relación C/O está regulada por el carácter microaerófilo de la transformación. A pesar de haber oxidación y posterior polimerización de las moléculas orgánicas originales, hay una disminución del contenido de O y un aumento relativo del contenido C en las sustancias húmicas.

3.3 Propiedades del humus

Sus características coloidales son de gran intensidad, superando ampliamente a las de arcilla, de la cual se diferencia además por ser de naturaleza amorfa. Partiendo de la integración de ambos en lo que se denomina complejo de adsorción, se pueden señalar las siguientes diferencias:

COMPLEJO DE ADSORCIÓN

ARCILLA

1. Color claro
2. Mucha cohesión y plasticidad
3. CIC = 10-100 $\text{cmol}_{(c)} \text{kg}^{-1}$
4. Mezcla mineral de Al y Fe
5. Cristalina
6. Estable
7. Menos hidrófila
8. Sin acción microbiana

HUMUS

1. Color oscuro
2. Escasa cohesión y plasticidad
3. CIC = 150-300 $\text{cmol}_{(c)} \text{kg}^{-1}$
4. Micela orgánica con N, S y P
5. Amorfo
6. Menos estable
7. Más hidrófila
8. Intensa acción microbiana

4. Clasificación de las sustancias húmicas

Las sustancias húmicas pueden ser subdivididas en grandes fracciones de acuerdo a sus diferentes solubilidades en reactivos ácidos o alcalinos, figura 8.

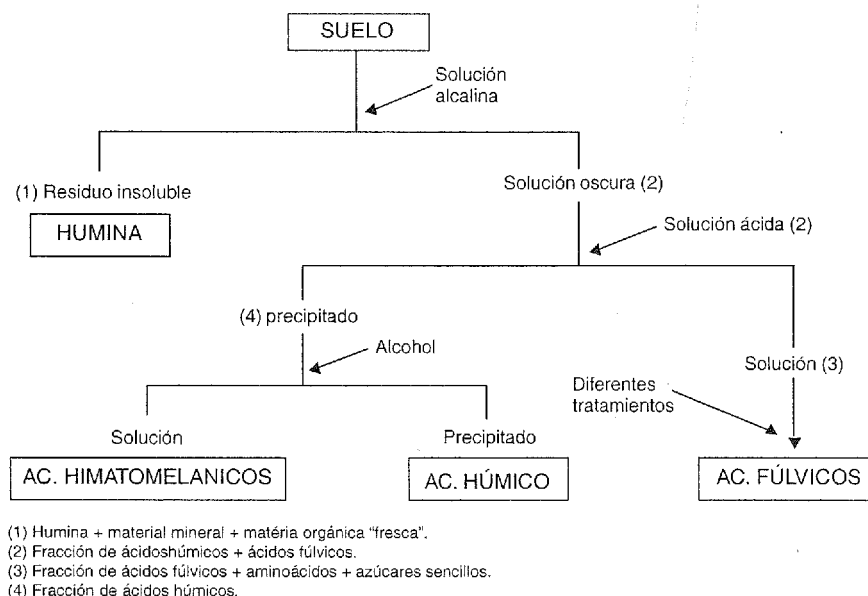


Figura 6. Fraccionamiento de la materia orgánica por métodos analíticos clásicos.

Huminas

Constituyen el grupo más heterogéneo obtenido por este fraccionamiento debido a que se hallan en él tanto las sustancias más humificadas (más condensadas, de mayor edad, más estables, más polimerizadas, más aromáticas), como algunos compuestos que se hallan recién al comienzo de su transformación en los suelos. Sin embargo, en horizontes con buena actividad biológica la proporción de sustancias poco transformadas en la fracción de huminas es relativamente baja. Por lo tanto en la práctica puede afirmarse que esta fracción comprende los compuestos más estables, con mayor proporción de estructuras aromáticas, elevado grado de polimerización, color muy oscuro, combinada en gran medida con arcillas, siendo la fracción de mayor edad dentro de las orgánicas.

Ácidos húmicos

El peso molecular de este grupo de sustancias se encuentra entre 2.000 y 100.000. Su antigüedad y estabilidad son algo menores que en las huminas.

Es la fracción que presenta mayor capacidad de intercambio catiónico por presentar gran cantidad de grupos reactivos (carboxilos y fenoles), responsables del fenómeno.

Ácidos fúlvicos

Son los componentes de menor peso molecular y mayor solubilidad, poseen en general mayor proporción de cadenas alifáticas que las fracciones anteriores.

La relación entre ácidos húmicos y fúlvicos es variable según el ambiente en que se haya formado la materia orgánica. Los suelos de bosque (Alfisoles, Spodosoles y Ultisoles) se caracterizan por un mayor contenido de ácidos fúlvicos que los suelos de pradera (Molisoles). Asimismo, los ácidos húmicos de los alfisoles y spodosoles son menos aromáticos que los ácidos húmicos de los Molisoles.

Puede establecerse una secuencia en estas fracciones que establece aumento o disminución de determinadas características.

Propiedades generales de las Sustancias Húmicas

PROPIEDADES	ÁCIDOS FÚLVICOS	ÁCIDOS HÚMICOS	HUMINAS
Color	Amarillo a pardo	Pardo a negro	Negro
Peso molecular	Bajo	Medio	Alto
% de carbono	40 - 50	55 - 60	> 55
% de nitrógeno	< 4	3 - 4	> 4
% de oxígeno	44 - 48	33 - 36	32 - 34
Grupos funcionales (meq g⁻¹)			
Acidez total	10 - 14	6 - 10	5 - 6
Grupos carboxílicos (COOH)	8 - 9	2 - 5	3 - 4
Grupos metoxílicos (OCH ₃)	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Grupos alcohólicos (OH)	3 - 6	< 1 - 4	-
Grupos fenólicos	3 - 6	2 - 6	2
Grupos carbonílicos (C=O)	1 - 3	1 - 5	5 - 6

5. Complejos húmico-arcillosos

En suelos fértiles de clima templado entre un 70 - 90% de la MO está presente en forma de complejos con la fracción mineral, principalmente las arcillas.

La importancia de la formación de los complejos húmico-arcillosos es muy grande ya que el humus complejado de este modo, disminuye su posibilidad de ser atacado por los microorganismos y en consecuencia logra una mayor perdurabilidad.

Las propiedades del complejo, no son estrictamente las de la fracción mineral ni las de la fracción orgánica, con lo que se debe aceptar que se trata de una formación original compleja. Son la base de formación de los agregados y una de las causas de la estructura del suelo y su estabilidad.

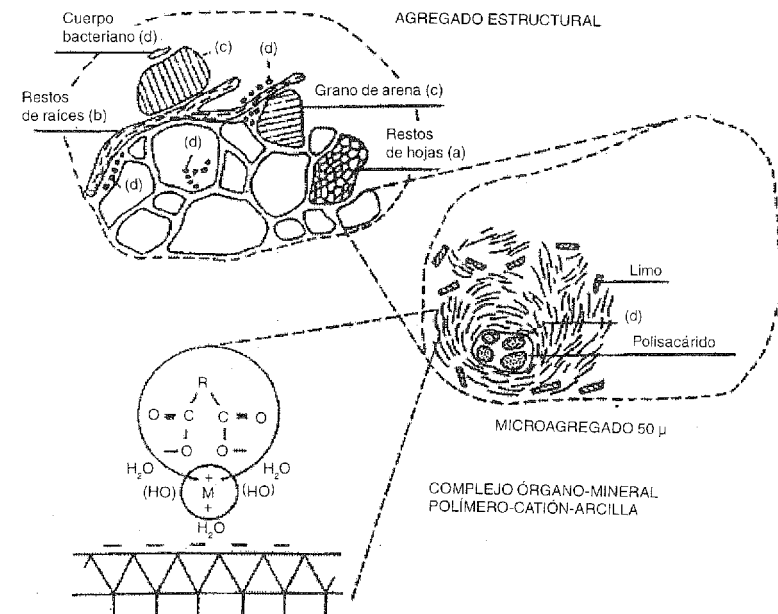


Figura 7. Estructura de los complejos organominerales y formación de agregados del suelo (Bonneau, 1987):

Los macro y mesozoos desempeñan un papel importante en la formación de estos complejos húmico-arcillosos, siendo el organismo más importante en sentido cuali y cuantitativo la lombriz. Esta incorpora conjuntamente materiales inorgánicos (limo y arcilla) y orgánicos en su tracto digestivo que sufren un contacto íntimo; allí se mezclan con Ca y son inoculados con microorganismos.

Los agregados que se forman en la deyección de las lombrices son particularmente estables y contienen nutrientes en mayor proporción que el suelo promedio circundante.

5.1 Posibles formas de unión entre la fracción orgánica y la inorgánica en los complejos húmico-arcillosos

Los mecanismos de unión para estos casos no se encuentran aclarados aún, pero por los estudios efectuados puede en principio aceptarse alguno o varios de estos mecanismos:

- Interposición de películas de sesquióxidos entre la fracción orgánica y el material silicatado.
- Interposición de cationes.
- Interacciones dipolo-dipolo e ion-dipolo.
- Puentes de H.
- Fuerzas Van der Waals.

Las moléculas orgánicas se unirán directamente al material arcilloso silicatado por enfrentamiento de cargas de distinto signo.

Puede asimismo admitirse la interacción de los aniones orgánicos con las cargas positivas de las aristas del material arcilloso silicatado, pero esta vía no podría explicar la estabilidad de estos complejos.

La posibilidad de interacción entre láminas de arcillas y la intensidad de la unión es mayor para coloides orgánicos lineales que cíclicos. Se sabe que moléculas orgánicas no demasiado grandes (azúcares y aminoácidos) pueden entrar en el espacio entre paquetes del material arcilloso expandente, desplazando el agua y expandiendo el material arcilloso. Favorecen la interacción el contenido de cationes bivalentes como elementos saturantes de las cargas negativas de los coloides y los bajos contenidos de agua del sistema.

La formación de estos complejos puede ser una vía importante de unión de partículas para llegar a formar agregados.

6. Funciones de la materia orgánica en el suelo

En la edafogénesis

- Movilización de Fe, Al, Mn en la forma química de quelatos.
- Peptización y floculación de minerales de arcilla.
- Acción disolvente sobre los minerales del suelo de ácidos orgánicos de la rizósfera y colonias de microorganismos.
- Reducción de elementos susceptibles de participar en reacciones redox (Fe - Mn).

En las propiedades físicas

- Favorece la agregación y estructuración.
- Aumenta la retención hídrica.
- Porosidad y aireación: la presencia de MO tiende a equilibrar el sistema poroso. En suelos arcillosos tiende a aumentar los mesoporos y en arenosos los microporos.
- Régimen térmico: la MO causa 2 efectos: incrementa la absorción de energía radiante del suelo al disminuir su albedo y atenúa las fluctuaciones de temperatura por tener mayor calor específico que la fracción inorgánica.

SUSTANCIA	CALOR ESPECÍFICO (cal g ⁻¹)
Humus	0,3-0,4
Minerales	0,2
Agua	1

- Plasticidad: La presencia de MO tiende a desplazar el rango de plasticidad de un suelo hacia mayores contenidos de agua. Como los labores deben efectuarse a contenidos de agua menores al límite inferior de plasticidad; cuanto mayor sea el contenido de MO de un suelo, tanto mayor podrá ser el contenido de agua admitido para su laboreo.
- Acción antierosiva: Se debe al mejoramiento de la agregación.

En las propiedades físico-químicas

- Aumenta la capacidad de intercambio catiónico.
- Aumenta la capacidad reguladora ácido - base.
- Aumenta la estabilidad coloidal como gel.
- Tiende a acidificar los suelos.
- Influye sobre los procesos de óxido-reducción.

En las propiedades bioquímicas

- Fuente de nutrientes. A través de la mineralización se liberan en forma inorgánica: N - P - S.
- Fuente de energía para procesos microbianos.

Propiedades fisiológicas

- Las sustancias fisiológicamente activas del suelo son: las Vitaminas, las Auxinas (AIA, giberelinas), los Antibióticos, las enzimas. Las sus-

tancias húmicas del suelo, siendo productos de presencia masiva y en muchos casos menos lábiles que las sustancias mencionadas en el párrafo anterior, también exhiben una notable variedad de efectos fisiológicos:

- alteran la permeabilidad de membranas celulares presentando características antibióticas.
- pueden activar la respiración celular.
- pueden inducir la formación de mayores concentraciones de azúcares en los líquidos intracelulares de plantas superiores.
- pueden tener efectos auxínicos.
- podrían conferir mayor resistencia a la sequía en algunas especies vegetales.
- pueden inducir alelopatías (comprende todas las influencias de las plantas entre sí). Los residuos de muchas especies cultivadas especialmente gramíneas originan durante su descomposición en el suelo sustancias que podrían inhibir el desarrollo de cultivos subsiguientes. El conocimiento de estos hechos es de gran importancia para decidir las rotaciones adecuadas.
- afectan por su combinación con moléculas orgánicas, la bioactividad, persistencia y biodegradación de los pesticidas.

7. Contenido de materia orgánica del suelo

El contenido de materia orgánica de los suelos varía entre 0,5 y 15% de acuerdo con su génesis. Los contenidos se pueden clasificar en: < 1% bajo; 1-2% medio bajo; 2-4% medio; 4-8% alto; 8-12% muy alto y >12% extremadamente alto (turberas).

En los suelos no cultivados, la cantidad depende de los factores formadores. Cuando el suelo se coloca en producción agrícola se alcanza un nuevo equilibrio que depende de las prácticas culturales y del tipo de suelo, con una pérdida neta de materia orgánica.

El contenido de MO de los suelos varía en función de:

a) Relieve

Actúa en varios sentidos. Uno de ellos se refiere a la humedad que siempre es mayor en las partes bajas en comparación con las altas. Ello da mayor posibilidad de masa vegetal y en consecuencia mayor aporte de MO. Se agrega a ello que cuando se presenta exceso de agua, retarda la descomposición-mineralización y aumenta el contenido de MO del suelo.

Otro aspecto está relacionado con la erosión. Las pendientes en general están sujetas a problemas de erosión, con la pérdida de la capa superficial del

suelo que es la que recibe el material orgánico y en consecuencia su acumulación en los bajos.

También el relieve puede dar mayor o menor exposición y ángulo de incidencia a las radiaciones solares, las que determinan la temperatura y producción vegetal que influyen en el contenido de MO del suelo.

b) Clima

Cualitativamente es el factor de mayor influencia dependiendo de la temperatura y las precipitaciones.

Cuanto mayores son las precipitaciones mayor la vegetación y en consecuencia el aporte de MO al suelo. Cuanto más alta la temperatura, si bien favorece el crecimiento vegetal, acelera la descomposición de la materia orgánica, por lo tanto menor contenido de MO del suelo.

La relación precipitación - temperatura puede resumirse así:

- Clima húmedo: mayor producción vegetal, **mayor MO** del suelo.
- Clima cálido: mayor descomposición, **menor MO** en el suelo
- Clima frío: menor descomposición, **mayor MO** del suelo.
- Clima seco: menor producción vegetal, **menor MO** del suelo.

c) Vegetación

En formaciones de bosques, particularmente en climas húmedos, la MO se acumula en superficie en los primeros centímetros y luego decae bruscamente. En cambio, en formaciones herbáceas se distribuye con mayor homogeneidad.

d) Material original

La naturaleza del material original, particularmente en lo que se refiere a los minerales presentes, en el sentido de que cuanto mayor la disponibilidad de elementos tanto mayor el crecimiento vegetal y en consecuencia el aporte de MO al suelo. La textura del material tiene también sus efectos en el sentido de que las texturas gruesas en general retienen menor contenido de MO, mientras que las finas tienden a ser más ricas y menos aireadas presentando mayor contenido de MO.

e) Tiempo

Partiendo de la regolita, la que carece de MO, en la medida que el suelo evoluciona se va enriqueciendo en materia orgánica. Al llegar un suelo a su climax se entiende que el nivel de la misma se estabiliza. El equilibrio se alcanza en un período que varía entre 110 a más de 1.500 años.

f) Acción antrópica

La acción del hombre puede aumentar, disminuir o mantener el nivel de MO de un suelo conforme al manejo, el que deberá ser el adecuado para cada marco ecológico a efectos de mantener, el nivel de MO. Los cultivos de cosecha, particularmente aquellos que dejan poco rastrojo, producen con los años una disminución del contenido de MO de los suelos, mientras que las praderas permanentes bien manejadas tienden a enriquecerlo.

8. Contenido de materia orgánica en grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires

Orden	Gran Grupo	MO (%)
Aridisol	Natrargid	0,9
	Calciortid	1,2
Entisol	Fluvacuent	4,8
	Torrifluent	1,9
	Cuarpsisament	0,03
	Udipsament	0,8
Molisol	Argialbol	2,2 - 2,5
	Natralbol	2,0
	Argiacuol	2,0
	Natracuol	1,5
	Rendol	1,3 - 5,0
	Argiudol	2,0 - 4,0
	Hapludol	1,0 - 2,4
	Haplustol	1,0 - 2,4
Alfisol	Natracualf	0,7 - 1
	Natrustalf	0,7 - 3,0
Vertisol	Peludert	6,0 - 10,7

Tomado de: SEAGP (INTA Atlas de Suelos Rep. Arg. 1990).

Bibliografía de apoyo

- LABRADOR MORENO J. 1996. La materia orgánica en los agrosistemas. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Ed Mundi-Prensa.
- MC LAREN, R.G. AND K.C. CAMERON. 1994. Soil Science. An introduction to the properties and management of N.Z. soil. Ed Oxford University Press.
- PORTA J.; LOPEZ ACEVEDO M.; Y ROQUERO C. 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Ed. Mundi-Prensa, pp 167-202.
- STEVENSON, F.J. 1982. Humus chemistry. Genesis composition, reactions. J. Willey & Sons.
- STEVENSON, F.J. 1986. Cycles of soil, carbon nitrogen, phosphorus, sulfur, micronutrients. J. Willey & Sons.
- WILSON W.S., T.R. GRAY, D.J. GREENSLADE, R.M. HARRISON Y M.H. HAYNES. 1991. Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and the Environment. Ed. W. S. Wilson.

ORGANISMOS DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. El suelo como habitat para los microorganismos
3. Microorganismos del suelo
4. Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes
5. Importancia de la biomasa microbiana en el suelo
6. Macroorganismos o "Fauna Edáfica"

ORGANISMOS DEL SUELO

Ing. Agr. Alejandro Costantini

OBJETIVOS

- Introducirse al conocimiento de los organismos que habitan el suelo, que se relacionan con los ciclos de los elementos, la descomposición de la materia orgánica y propiedades de los suelos en general.

1. Introducción

La biología de suelos se ocupa de los componentes vivos del sistema, responsables en gran parte de las transformaciones que sufren los nutrientes para las plantas. Radica aquí la importancia del conocimiento científico de modo de propiciar un manejo adecuado en las actividades agrícolas que maximice la contribución de los organismos que pueblan el suelo a la productividad agropecuaria. Vale recalcar que con el énfasis dado a la biotecnología aplicada a la agricultura nuevos elementos podrán ser utilizados, y de hecho ya lo están siendo, en la actividad agrícola.

Una característica importante de la biología del suelo que debe ser remarcada, es la de ser generadora de tecnología económica para el productor y de bajo costo energético, pudiendo alcanzar la unidad agrícola la proximidad de la autosuficiencia energética. Esto implica que debe recibir por parte de investigadores, técnicos y productores la mayor atención de modo de aprovecharla en la forma más eficiente posible.

Existen en el suelo numerosas formas de organismos distribuidos en lo que puede llamarse una «Pirámide poblacional», esto es, los organismos de menor tamaño son los más abundantes y los que representan la mayor proporción con respecto a la masa viva total (con excepción de las lombrices). Es debido a esto que en esta sección se pone énfasis en los microorganismos.

2. El suelo como habitat para los microorganismos

En un ambiente tan complejo como el suelo, donde los factores químicos y físicos interactúan continuamente, influenciando las condiciones de humedad, temperatura, reacción del suelo, aireación, etc., se puede notar que las comunidades microbianas presentes están regidas fuertemente por estos factores y afectan de sobremanera la composición microbiana, tanto cualitativa como cuantitativa.

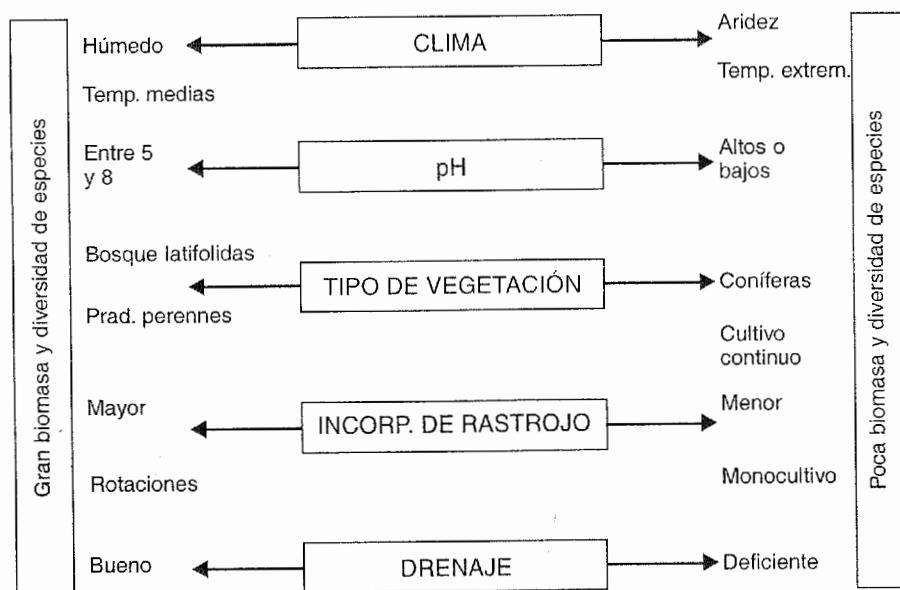
Por ser el mayor componente protoplasmático de un organismo vivo, el agua debe estar presente en cantidades adecuadas para asegurar un buen desarrollo. El contenido de agua de un suelo es responsable por las modificaciones en el intercambio gaseoso y, al mismo tiempo, por el transporte de los nutrientes utilizados por los microorganismos para su crecimiento.

La temperatura del suelo, depende de factores tales como cobertura vegetal, tipo de suelo, humedad, etc. Hay temperaturas máximas y mínimas que determinan la actividad y tasa de crecimiento de los microorganismos. En este sentido, también ocurren variaciones diarias, estacionales y de acuerdo a la profundidad.

Por lo general, la biomasa del suelo y la mayoría de los grupos individuales de microorganismos decrecen en la medida en que se desciende en el perfil del suelo. Esta distribución no es sorprendente ya que los nutrientes inorgánicos y los sustratos energéticos disponibles están presentes en mayor cantidad cerca de la superficie. Además de la distribución de nutrientes otros factores físicos y químicos se tornan de importancia, tales como la temperatura, la presión osmótica, la radiación, el pH, la calidad de los nutrientes inorgánicos, el potencial de óxido - reducción, etc.

Los microorganismos son probablemente los principales determinantes de la estructura del suelo. Un atributo correspondiente a una buena estructura es que existan poros llenos de gases en número suficiente para permitir el intercambio con la atmósfera.

Cada ambiente en particular tiene sus organismos mejor adaptados a las condiciones existentes, que son entonces los más activos. La dinámica de los organismos del suelo puede resumirse en el siguiente cuadro:



3. Microorganismos del suelo

El estudio de los microorganismos en el suelo es hecho generalmente en tres niveles: 1) determinación de su forma y disposición en el suelo; 2) aislamiento y caracterización y 3) detección de su actividad. Los estudios se realizan tanto en las comunidades en su ambiente natural como con una sola especie en condiciones de laboratorio. No obstante, para alcanzar una comprensión global de los microorganismos, es necesario combinar estas dos formas de estudio.

En el suelo se encuentran todos los tipos conocidos de microorganismos. Una de las divisiones más importantes es la de procariotas (bacterias y algas cianofíceas o cianobacterias) y eucariotas (hongos, algas y protozoarios). Estos últimos son más altamente organizados. Los procariotas no poseen membrana nuclear, retículo endoplasmático ni mitocondrias, mientras que los eucariotas poseen todas estas características. Los tamaños promedio de algunos microorganismos y su comparación con las partículas primarias del suelo y otros organismos presentes en el mismo pueden verse en el cuadro N° 1.

Cuadro N° 1: Tamaño promedio de algunos microorganismos y componentes minerales del suelo.

Arena	50-2.000 μm
Limo	2-50 μm
Arcilla	< 2 μm
Bacterias	0,5-1,0 μm
Actinomicetes	1,0-1,5 μm
Hongos	0,3-10 μm
Nematodos	1-2 mm (algunos son microscópicos)
Moluscos	> 20 mm
Lombrices	> 20 mm

Hongos: son los principales contribuyentes a la biomasa del suelo, llegando en algunos casos al 70% de la masa microbiana total, aunque en ciertas circunstancias las bacterias pueden tornarse más importantes en la zona de la rizosfera. Pueden ser unicelulares, como las levaduras, o pluricelulares, como los hongos filamentosos. Poseen formaciones denominadas hifas, que son filamentos tubulares con diámetros que pueden oscilar entre 3-10 μm de diámetro. El conjunto de hifas constituye lo que se denomina micelio. Estas hifas son de gran importancia en la unión de partículas para formar agregados.

Los hongos no poseen clorofila y por lo tanto deben obtener carbono para su síntesis celular a partir de materia orgánica ya formada.

Son predominantes en suelos ácidos, donde sufren menor competencia con las bacterias y actinomicetes, que resultan favorecidos por valores de pH que se encuentran en el rango neutro – alcalino.

En cuanto a las condiciones del suelo para su desarrollo, en términos generales, puede decirse que la humedad ideal se ubica entre el 60 – 70% de su capacidad de retención de agua. Pueden encontrarse en una amplia gama de temperaturas, predominando en el suelo las especies mesófilas. Se trata en general de organismos aeróbicos.

Algunos géneros de hongos de importancia son: *Mucor*, *Rhizopus*, *Aspergillus*, *Fusarium*, *Rhizoctonia*, etc. Los hongos son más efectivos que las bacterias en la descomposición de tejidos muy lignificados. También son más eficientes que éstas en cuanto a la cantidad de carbono metabolizado que es incorporado a su masa celular.

Bacterias: las bacterias del suelo forman el grupo de microorganismos que presenta mayor abundancia y diversidad entre las especies. Este grupo presenta una elevada tasa de crecimiento y alta capacidad de descomposición de los sustratos presentes en el suelo, ejerciendo por lo tanto un importante rol en la descomposición de la materia orgánica y el ciclado de los nutrientes. También existen en el suelo bacterias fotosintéticas, responsables de la producción de materia orgánica a través de la utilización de energía lumínica.

Otro grupo de bacterias de importancia son las diazotróficas, capaces de fijar nitrógeno molecular (N_2) presente en la atmósfera.

En suelos anegados toman importancia las bacterias anaeróbicas.

Las algas cianofíceas o cianobacterias son fotosintéticas y tienen importancia en la agricultura, donde exista una fuente apropiada de agua en la superficie y luz solar, dado que ellas fijan nitrógeno atmosférico.

Entre las muchas bacterias de importancia presentes en los suelos pueden mencionarse:

- Azotobacter (fijación de nitrógeno atmosférico)
- Azospirillum (fijación de nitrógeno en simbiosis asociativa)
- Clostridium (descomposición de la celulosa en medio anaeróbico)
- Cytophaga (descomposición aeróbica de la celulosa)
- Nitrosomonas y Nitrobacter (proceso de nitrificación)
- Rhizobium (fijador simbiótico de nitrógeno).

4. Estrategias de los microorganismos para la obtención de energía y nutrientes

Todos los sistemas vivos requieren un suministro de nutrientes y energía en cantidad y forma adecuada. De este modo, para comprender la función de

los diversos grupos de microorganismos en el sistema suelo planta, así como su capacidad de supervivencia, es necesario conocer la forma con la que ellos satisfacen sus demandas y los mecanismos que desarrollaron para capturar, conservar y transferir la energía requerida para la biosíntesis.

Una forma sencilla de clasificar a los organismos según su categoría nutricional es la de clasificarlos en autótrofos (capaces de obtener todo el carbono que necesitan para su síntesis a partir del CO_2 , y por tanto, totalmente independientes de la presencia de compuestos orgánicos preexistentes) y heterótrofos (obtienen el carbono para la biosíntesis a partir de compuestos orgánicos ya formados).

Hoy se conocen microorganismos que a pesar de utilizar compuestos inorgánicos como principal fuente de energía, y CO_2 como fuente de carbono, requieren específicamente compuestos orgánicos para que se puedan desarrollar.

Otras clasificaciones contemplan no sólo la fuente de carbono utilizada por los microorganismos, sino también la fuente de la que obtienen energía metabólicamente útil. Esta clasificación se muestra en el cuadro N° 2.

Cuadro N° 2: Clasificación de los organismos según las fuentes de carbono y energía utilizadas.

Tipo	Fuente de Energía	Fuente de Carbono	Ejemplo
Fotoautótrofos	Luz	CO_2	Plantas superiores, algas, cianobacterias
Fotoorganótrofos	Luz	Sustancias orgánicas	Algunas algas orgánicas y bacterias
Quimioautótrofos	Sustancias minerales	CO_2	Nitrificadores, Thiobacillus
Quimiorganótrofos	Sustancias orgánicas	Sustancias orgánicas	Animales, protozoos, hongos y la mayoría de las bacterias

5. Importancia de la biomasa microbiana en el suelo

Pese a que la biomasa microbiana del suelo comprende sólo del 1 al 5% del carbono orgánico total del suelo y del 5 al 8% del nitrógeno total, el hecho de ser más lábil que el volumen global de la materia orgánica presente en el suelo la hace de importancia como fuente de suministro de nutrientes para las plantas. Es además agente de cambios químicos, interviniendo en la descomposición de la materia orgánica, síntesis de sustancias húmicas, varias eta-

pas del ciclo del nitrógeno (nitrificación, fijación de N atmosférico, etc.), mineralización de P orgánico, transformaciones del S, fenómenos de oxidación y reducción del Fe y Mn, entre otros. Los microorganismos también actúan descomponiendo sustancias tóxicas, sean ellas generadas por plantas u otros organismos o por el agregado de agroquímicos.

Existen asociaciones simbióticas de importancia entre raíces de plantas y microorganismos, que serán vistas en los capítulos correspondientes de N y P.

Las determinaciones de biomasa microbiana se han mostrado sensibles en la detección de cambios que se producen en el contenido de materia orgánica de los suelos como consecuencia de la implementación de diferentes manejos. Experimentos realizados por la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires en suelos de Marcos Juárez, (Provincia de Córdoba) y Pehuajó (Provincia de Buenos Aires), empleando diferentes sistemas de labranza (siembra directa, labranza reducida y labranza convencional), muestran como la biomasa microbiana marca, en mayor medida que el carbono orgánico total, los cambios que se producen en el suelo como consecuencia del manejo (Fig 1). Además, indica como los sistemas más conservacionistas presentan una menor degradación del componente orgánico de los suelos y especialmente del "pool" de carbono microbiano (Figura 2).

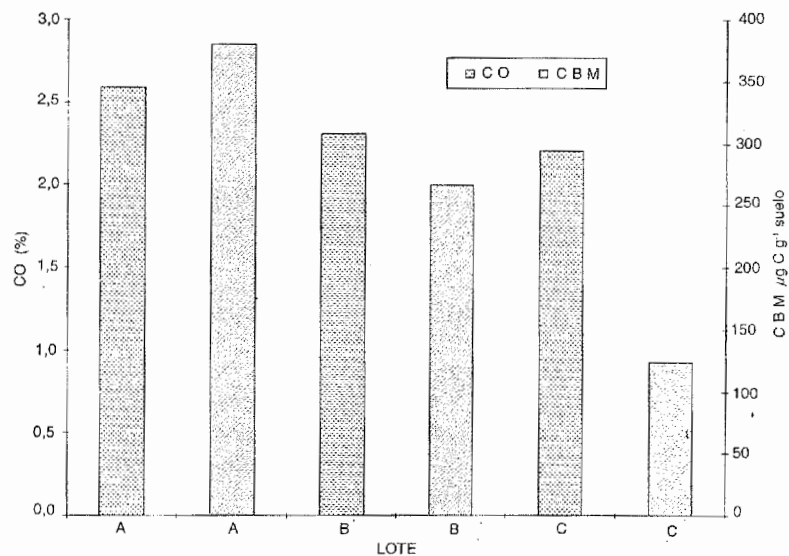


Figura 1: Variaciones en los contenidos de carbono orgánico total (barras más claras) y carbono de biomasa microbiana (barras más oscuras) al cabo de la implementación de diferentes manejos. A= 8 años de pastura seguida de avena; B= 5 años de pastura seguidas de maíz con siembra directa y C= idem anterior pero con maíz realizado bajo labranza convencional. Suelo franco arenoso. Localidad Pehuajó. Costantini *et al.*, (1995).

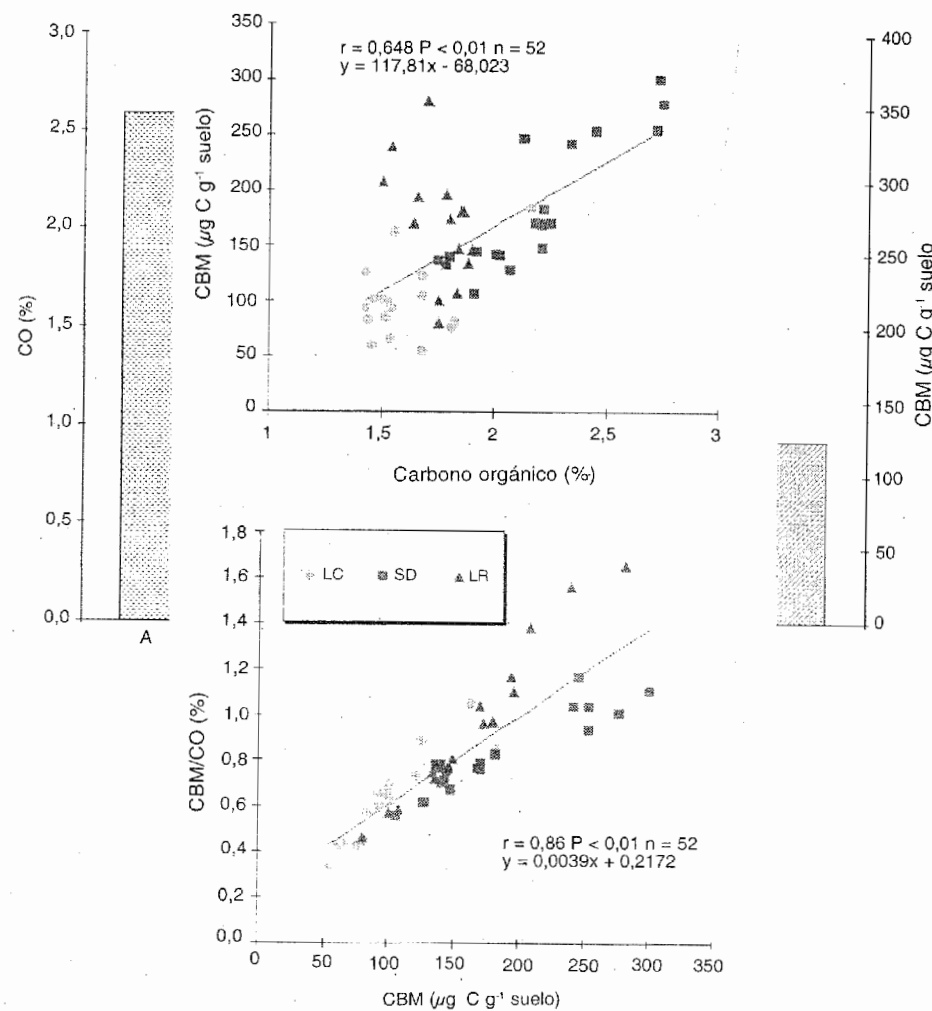


Figura 2: Relación entre los contenidos de carbono de biomasa microbiana y carbono orgánico total y entre carbono de biomasa microbiana y su relación con el carbono orgánico total (CBM/CO) para suelos de Marcos Juárez, Córdoba bajo tres sistemas de labranza, durante 6 años. Costantini *et al.*, (1996).

La ya mencionada influencia de los microorganismos en la estructura del suelo, puede verse en la Fig. 3 que relaciona la cantidad de macroagregados estables al agua con el contenido de carbono en la biomasa microbiana.

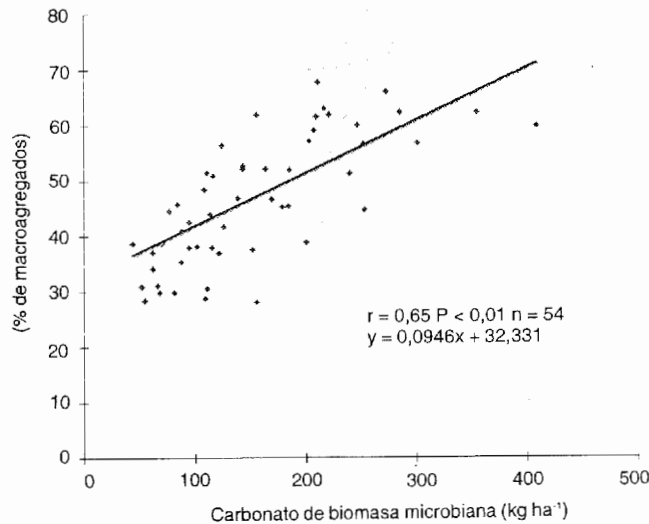


Figura 3. Relación entre el contenido de carbono de biomasa microbiana y el porcentaje de macroagregados estables al agua. Localidad: Marcos Juárez, Córdoba. Cosentino *et al.*, (1998).

6. Macroorganismos o fauna edáfica

Aunque la importancia agronómica de los microorganismos edáficos -en relación al ciclo orgánico- es indiscutible, no lo es menos la de los macroorganismos o "fauna edáfica", no obstante hayan recibido poca atención por los edafólogos a lo largo del tiempo. Así, los estudiosos en zoología de suelos han realizado muchos más trabajos sobre el efecto del ambiente del suelo sobre la fauna que de los efectos de la fauna sobre el suelo.

El conjunto de invertebrados asociados en el compartimiento suelo-hojas es llamado fauna del suelo. Tal asociación da por resultado una participación en los procesos de descomposición y ciclado de nutrientes, y también la modificación de las propiedades físicas y químicas, debido al movimiento de estos organismos en el perfil del suelo. Otra definición posible es decir que

un animal del suelo es aquel que participa en su dinámica. El término "verdadero animal del suelo" es reservado por algunos investigadores para los animales que viven permanentemente en el interior de los suelos y presentan ciertas características especiales tales como movilidad limitada, reducción visual, respiración cutánea, desarrollo de órganos táctiles, baja resistencia a la desecación, poca pigmentación y tamaño reducido, entre otras.

En verdad, muchos de estos organismos son acuáticos y viven asociados a la película de agua que hay en el suelo. En el caso de los grupos que constituyen la microfauna del suelo, con tamaños entre $4\mu\text{m}$ y $100\mu\text{m}$ (protozoarios, nematodos, etc.), estos animales actúan de manera indirecta en el ciclo de los nutrientes a través de la ingesta de hongos y bacterias.

La mesofauna edáfica de los invertebrados puede ser clasificada también de acuerdo al papel que desempeña en el ecosistema. Así se los puede clasificar en epigeicos (viven y se alimentan en la superficie del suelo), anecios (se alimentan en la superficie y viven en capas subsuperficiales, construyendo galerías) y endogeicos (viven y se alimentan en el interior del suelo).

El suelo puede ser visto como un compuesto de diferentes esferas de influencia de los organismos, las cuales definen muchas de las heterogeneidades especiales y temporales que caracterizan al suelo. Algunas de esas esferas son:

Detritosfera: zona de depósito de detritos animales y vegetales

Drilosfera: zona de interfase entre el suelo y la hojarasca

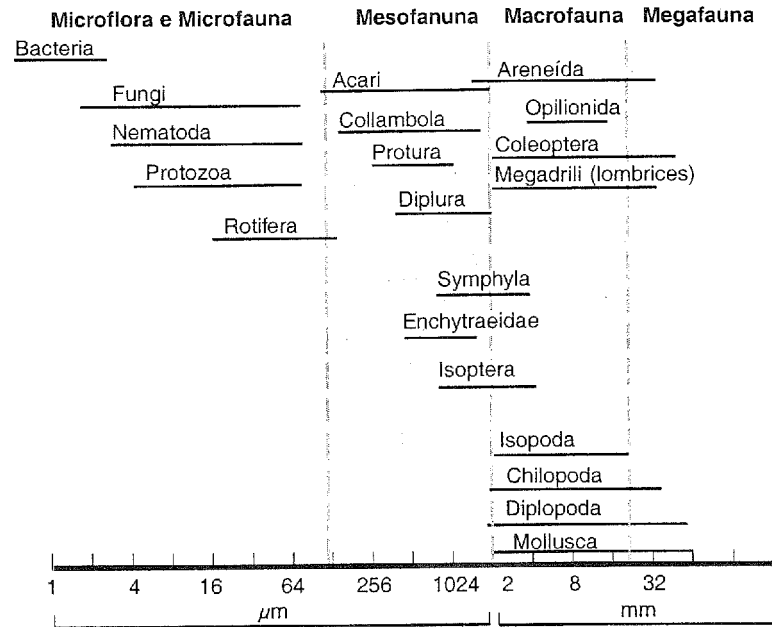
Porosfera: Zona de bioporos, abiertos o destruidos por los organismos

Agregadosfera: Zona definida por los agregados formados bajo la influencia de los organismos

Rizosfera: zona de influencia directa de las raíces.

La mesofauna del suelo presenta un diámetro corporal entre $100\mu\text{m}$ y 2mm y comprende ácaros, colémbolos, algunos grupos de miriápodos, arácnidos y diversos órdenes de insectos, así como algunos oligoquetos y crustáceos. Este conjunto de organismos, a pesar de ser extremadamente dependiente de la humedad del suelo, es característicamente terrestre. Las actividades tróficas de estos animales incluyen tanto el consumo de microorganismos como de microfauna, así como también la fragmentación del material vegetal en descomposición.

Los animales de la macrofauna del suelo presentan diámetro corporal entre 2mm y 20mm y pueden pertenecer a casi todos los órdenes encontrados en la mesofauna, exceptuando ácaros y algunos otros. Por encima de 20mm de diámetro corporal, los invertebrados del suelo pasan a la categoría de megafauna, compuesta por algunas especies de oligoquetos, diplópodos, quilópodos y coleópteros. Estas dos categorías tienen como función principal la fragmentación de restos vegetales y animales, la predación de otros invertebrados y la modificación de la estructura del suelo, a través de la actividad de excavación y producción de conglomerados de excretas y partículas del suelo. La clasificación por tamaño de la biota del suelo puede verse en la siguiente figura:



Los animales del suelo también pueden ser clasificados de acuerdo con el lugar del ambiente del suelo en donde se los encuentra, incluyendo horizontes minerales y orgánicos, como se presenta en el cuadro N° 3.

Cuadro N° 3: Clasificación de los animales del suelo según su hábitat.

Permanente	Todos los estadios del animal residen en el suelo	Symphyla, diplópodos, ácaros, colémbolos
Temporario	Un estadio activo en el suelo, otro no	Larvas de muchos insectos
Periódicos	El animal se mueve para dentro y fuera del suelo con frecuencia	Formas activas de muchos insectos
Alternantes	Una o más generaciones en el suelo. Otras en su superficie	Algunos áfidos y avispas
Transitorios	Sólo los estadios inactivos (huevos, pupas) en el suelo	Muchos insectos
Accidentales	El animal cae o es arrastrado por la lluvia	Larvas de insectos que viven en la copa de los árboles

Existen otras formas de clasificar a la fauna del suelo. Una forma es por su hábito de movimiento, la cual puede estar relacionada con la distribución de los alimentos, variaciones de humedad y temperaturas (diarias y

estacionales) así como otros estímulos ambientales. Un animal puede vivir en un territorio, puede tener hábitos emigratorios (sale de su territorio y no vuelve), o migratorios (sale de su territorio pero retorna). Otra forma es por su hábito de alimentación. Así se los puede clasificar como saprófagos, predadores, herbívoros, fitófagos, omnívoros y micrófagos.

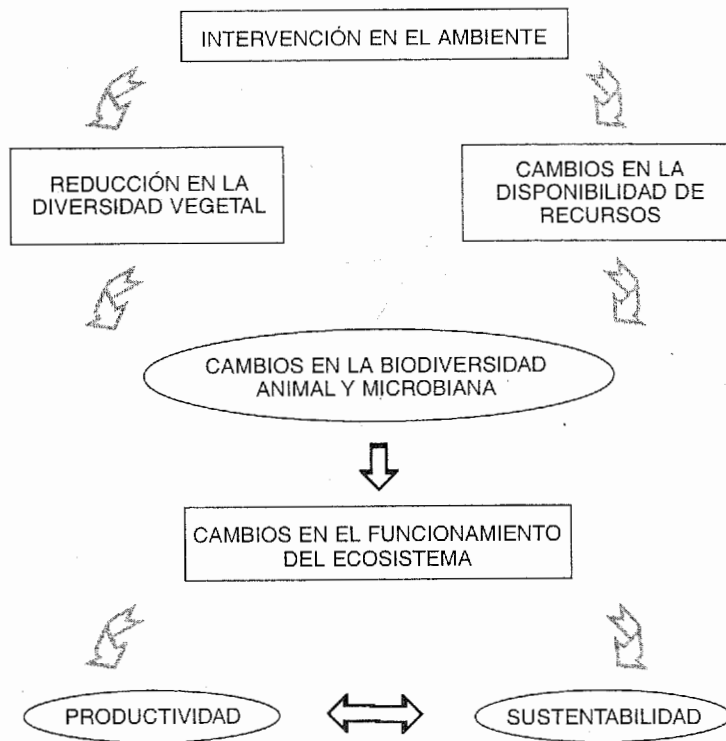
Fauna del suelo como indicadora de modificaciones en los agroecosistemas

Para una introducción en este tema se hace necesario definir los conceptos de población y comunidad. Se llama población al conjunto de individuos de la misma especie, que coexisten en una misma área, presentando características tales como tasa de natalidad, mortalidad, estructura etaria, emigración, migración, etc. Una comunidad es el conjunto de poblaciones que se presentan juntas en el tiempo y el espacio, estableciendo relaciones tales como competición, predación, simbiosis, etc. Un ecosistema es cualquier unidad que abarca a todos los organismos que funcionan en conjunto (la comunidad) en un area determinada, interactuando con el ambiente físico de tal forma de producir un flujo de energía y un ciclado de material entre las partes vivas y no vivas.

La abundancia es una propiedad de la fauna del suelo (en realidad lo es de la biota en general). Se mide como biomasa o como cantidad. Tales medidas deben estar necesariamente asociadas a unidades de área o de volumen.

Las prácticas agrícolas provocan alteraciones en la fauna edáfica y en los microorganismos, en diferente grado. Las labranzas y el uso de productos químicos provocan efectos directos e indirectos sobre la biota del suelo. Wardle (1993) señala que la evaluación de las perturbaciones provocadas en los suelos por la actividad agrícola podría ser realizada a través del estudio de la cadena trófica, así como por el estudio de las especies y géneros presentes en los suelos.

Los invertebrados pueden ser utilizados como indicadores de la calidad de suelo. Para evaluar la calidad del suelo Stork y Eggelton (1992) proponen usar la diversidad como línea fundamental, así como la identificación de "especies llave" para cada ecosistema o agroecosistema. Se entiende que un índice de calidad de suelo debería incluir tres medidas de invertebrados, así como dos o tres parámetros físicos, químicos, hidrológicos y microbiológicos de los suelos.



El papel de la biota del suelo es fundamental para que sean establecidos parámetros de sustentabilidad, para los más diferentes ecosistemas, en el sentido de garantizar la sustentabilidad de la explotación agrícola en diferentes ecosistemas. Conocer como se comporta, como reacciona y como puede ser mejor aprovechada la actividad de la mesofauna, es por cierto una de las claves más importantes para el manejo de la sustentabilidad.

Bibliografía de apoyo

- ALEXANDER, M. 1977. Introduction to Soil Microbiology. 2nd. Edition. John Wiley & Sons. New York.. 467 pp.
- ANDERSON, J.P.E. Y K.H. DOMSCH 1978. Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 10, 207-213.
- CARDOSO, E; TSAI, S; NEVES, MC. 1993. Microbiologia do Solo. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Campinas (SP). 360 pp.
- COSENTINO, D; COSTANTINI, A; SEGAT, A AND FERTIG, M. (EX – AEQUO). 1998. Relationships between organic carbon fractions and physical properties of an argentine soil under three tillage systems. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*.33 : 981-986.
- COSTANTINI A.O. Y A.M. DE L. SEGAT (EX AEQUO) 1994. «Seasonal changes in soil microbial biomass of brazilian soils with different organic matter contents. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 25, (17-18) : 3057-3068.
- COSTANTINI, A; COSENTINO, D AND SEGAT, A (EX – AEQUO). 1996. Influence of tillage systems in biological properties of a typic Argiudoll soil under continuous maize in Central Argentina. *Soil & Tillage Research*, 38 : 265-271. 1996.
- COSTANTINI, A; A SEGAT Y D. COSENTINO (EX AEQUO). 1995. The effect of different soil management procedures on carbon cycle components in an Entic Hapludoll". *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 26, (17-18) : 2761-2767.
- EMBRAPA, UAPNPBS. 1988. A Biología do solo na agricultura. EMBRAPA, UAPNPBS, Seropédica, Rio de Janeiro, Brasil. 41 pp.
- LABRADOR MORENO, J. 1996. La Materia orgánica en los agrosistemas. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. España. Editorial Mundi Prensa. Madrid. 174 pp.
- LYNCH, J.M. 1986. Biotecnología do solo: Fatores microbiológicos na produtividade agrícola. Editora Manole, São Paulo, Brasil.
- MC LAREN, R.G. & K.C. CAMERAN. 1994. Soil Science. De. Oxford University Press.
- SIQUEIRA, JOSÉ; FRANCO, AVILIO. 1988. Biotecnología do solo. Fundamentos e Perspectivas. Ciências Agrárias nos trópicos brasileiros. FAEPE/ABEAS/MEC/ESAL. 235 PP.
- STORK, N. E. AND EGGELTON, P. 1992. Invertebrates as determinants and indicators of soil quality. *Am.J. Alt. Agric.*, 7 (1-2) : 38-47.
- WARDLE D A. 1993. Changes in the microbial biomass and metabolic quotient during leaf litter succession in some New Zealand forest and scrubland ecosystems. *Functional Ecology*. 7: 346-355.

*Formación
y desarrollo
de Suelos*

Meteorización

Factores formadores de suelos

Estructura

Densidad del suelo

Color, consistencia, moteados
y concreciones

Perfil del suelo

3

METEORIZACIÓN

Temario

1. Introducción
2. Meteorización física o desintegración
3. Meteorización química o descomposición
4. Meteorización biológica
5. Factores que inciden en la meteorización
 - 5.1 Condiciones climáticas
 - 5.2 Características físicas del material
 - 5.3 Características químicas y estructurales del material
6. Tipo de meteorización
7. Meteorización o Lixiviación

METEORIZACIÓN

Ing. Agr. Lidia Giufre de López Camelo

OBJETIVOS

- Entender la meteorización como una reacción de equilibrio de las rocas con la interfase litosfera - atmósfera. Conocer la génesis de materiales fundamentales de los suelos.

1. Introducción

La meteorización o temperización es un proceso natural inevitable. Es una combinación de **destrucción** y **síntesis**. Al principio se produce una alteración física del material parental. Como consecuencia del contacto e interacciones con la atmósfera, hidrosfera y biosfera, hay alteraciones químicas que pueden cambiar en mayor o menor medida la naturaleza primitiva de los minerales constituyentes, participando también la actividad biológica.

El paso del tiempo marca un cambio progresivo en la composición mineral del suelo. Este cambio se verifica en suelos sometidos a diferentes intensidades de meteorización. El proceso de meteorización es una **adaptación** de los minerales a condiciones distintas a las de su formación. Desde el punto de vista químico los cambios más notables se producen en las rocas magmáticas, y no en las sedimentarias, que ya han sufrido dicho proceso de adaptación.

Los cambios químicos que sufren los minerales están acompañados por una continua disminución en el **tamaño** de partículas, y por la liberación de componentes solubles que pueden ser perdidos por lixiviación, o recombinarse en nuevos minerales.

Los procesos mecánicos se designan con el nombre de desintegración, resultando en disminución de tamaño sin afectar la composición. Los procesos químicos se conocen como descomposición, y existen cambios químicos definidos y síntesis de nuevos productos, algunos de los cuales son productos finales resistentes.

El material resultante se denomina **regolita** y sobre él se desarrollan los suelos. En muchos casos el proceso debe dimensionarse en tiempo geológico, es decir milenios.

Jackson y Sherman identificaron los minerales presentes en la fracción arcilla del horizonte A, y encontraron la posibilidad de ordenarlos en una secuencia según el tiempo requerido para transformar y lixiviar del horizonte A a cada uno de ellos. Así se pueden clasificar los suelos en función de la meteorización que hayan experimentado:

Jóvenes: suelos con minerales primarios.

Maduros: formación de arcillas

Seniles: caolinita y óxidos

2. Meteorización física o desintegración

Los principales agentes son:

Temperatura: durante el día las rocas se calientan, y algunos minerales se expanden más que otros. Durante la noche se produce un enfriamiento, y hay también diferente contracción de los minerales. Estos cambios causan formación de grietas que favorecerán la ruptura.

El agua incluida puede congelarse y acelerar estos fenómenos, produciendo exfoliación y grandes grietas.

Erosión y deposición por agua, viento o hielo: el agua de lluvia golpea la tierra y se carga de sedimentos, teniendo un alto poder de corte, como lo demuestran los valles, gargantas y barrancos. El viento ejerce su poder abrasivo, y toneladas de materiales son transportadas de un área a otra. El hielo es un agente de fuerte acción abrasiva que en su movimiento descendente desintegra rocas y minerales. En la actualidad no son tan activos, pero en épocas pasadas transportaron y depositaron materiales en millones de hectáreas.

Gravedad: la desintegración se produce por la caída y deslizamiento del material, con choques que aumentan el fraccionamiento.

Acción de plantas y animales: plantas simples como musgos y líquenes son organismos colonizadores de rocas, formándose una delgada capa de materiales orgánicos que luego favorecerán la desintegración. Las raíces de los árboles ejercen presión y ensanchan las grietas presentes en el material. Las influencias de plantas y animales son pequeñas en relación a los otros efectos físicos que son mucho más drásticos.

3. Meteorización química o descomposición

Tan pronto como comienza la desintegración de rocas y minerales, comienza la descomposición química. Esto es especialmente notable en climas húmedos y cálidos, donde los procesos son muy intensos.

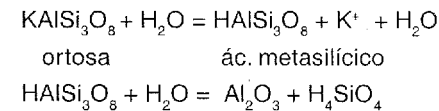
La meteorización química es acelerada por la presencia de agua, oxígeno, y ácidos orgánicos e inorgánicos que resultan de la acción microbiana sobre los residuos de plantas.

Estos agentes convierten minerales primarios (micas, feldespatos) en minerales secundarios (arcillas) y formas solubles de nutrientes para las plantas.

Los procesos fundamentales son:

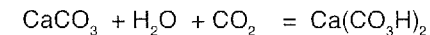
Acción del agua: el agua con sus sales y ácidos disueltos es el agente más importante. A través de procesos de hidrólisis, hidratación y solución, el agua produce la degradación, alteración y resíntesis de minerales.

La **hidrólisis** de un feldespato como la ortosa puede esquematizarse así:



Estos compuestos pueden continuar su evolución cristalizando como caolinita.

En el caso de los carbonatos de calcio, pueden pasar a bicarbonatos por **solubilización**, con acción de la presión parcial del CO_2 .



En su migración vertical los bicarbonatos pueden llegar a alguna zona en que la presión parcial de CO_2 sea baja, o la concentración de Ca lo suficientemente alta, como para **precipitar** nuevamente como carbonato de calcio.

El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), es débilmente soluble, pero lo suficiente para que su presencia no se detecte en suelos de clima subhúmedo, sin problemas de drenaje.

La última de las sales que se disuelve en el suelo es el carbonato de calcio.

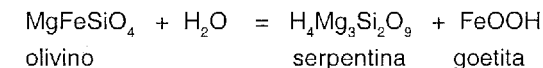
Los procesos de solubilización y consiguiente lixiviación conducen a pérdidas de algunos elementos y **aumento relativo** de otros, tal como sucede con el Si, Fe y Al en los procesos de podsolización y laterización.

Oxidación: se manifiesta particularmente en las rocas que tiene en su composición Fe y Mn.

En algunos minerales el Fe está presente en forma reducida, si se oxida a Fe^{3+} el cristal sufre un desbalance eléctrico, y el cristal se hace menos estable.

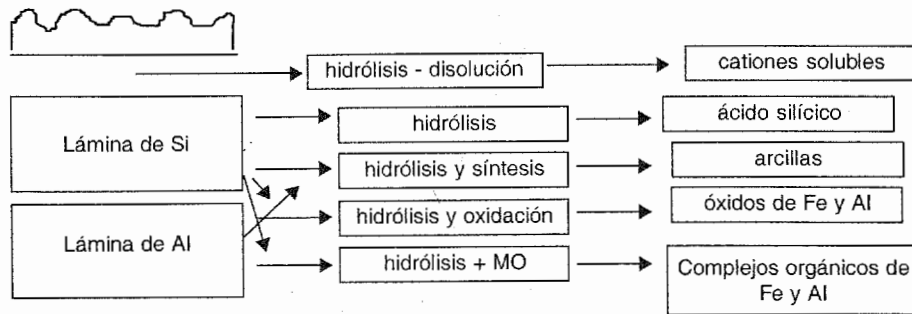
En otros casos el ion Fe^{2+} es liberado del mineral y simultáneamente oxidado a Fe^{3+} .

Un ejemplo es la hidratación del olivino, con liberación de hierro que se oxida a goetita,



A través del **color** de un suelo puede determinarse si las condiciones son de reducción (colores azul-verdosos a grises dados por la reducción de Fe), o de oxidación (colores amarillentos y rojizos del Fe^{3+}).

Ejemplo: algunas posibilidades en la meteorización química de un mineral hipotético



4. Meteorización biológica

Los procesos que resultan de la acción de plantas y organismos pueden ser físicos, como se vio en la desintegración, pero también químicos. Los elementos absorbidos por las plantas son reemplazados por H^+ en los minerales, que pierden entonces estabilidad. Los ácidos orgánicos pueden formar complejos con el Fe y el Al.

Todos los procesos descritos **ocurren simultáneamente y son interdependientes**.

5. Factores que inciden en la meteorización

5.1 Condiciones climáticas

El clima en general desempeña un papel fundamental en los procesos de alteración interviniendo, por una parte, mediante el factor **agua** y, por otra, por el factor **temperatura**. La alteración en distintos climas difiere por su velocidad y también por la naturaleza de los procesos físico-químicos involucrados.

En condiciones de aridez, dominan las fuerzas físicas, con disminución del tamaño de las partículas y poco cambio en la composición. La presencia de una mayor humedad hace aumentar los cambios químicos y mecánicos, produciéndose nuevos minerales y productos solubles. En las regiones de clima templado húmedo las arcillas silíceas figuran entre los minerales sintetizados.

Los productos resistentes a la meteorización química tales como los óxidos hidratados de Fe y Al, prevalecen en las zonas tropicales húmedas, ya que los minerales menos resistentes han sucumbido a la intensa meteorización en esas zonas.

El clima controla los tipos de **vegetación** presentes en grandes áreas, y por esto influye indirectamente en las reacciones bioquímicas de los suelos y en la meteorización mineral. Así, los bosques de Coníferas, plantas con bajos contenidos de cationes, proporcionan materiales que favorecen la acidificación del suelo.

5.2 Características físicas del material

El **tamaño** de las partículas, su **dureza** y el grado de **cementación** son tres características físicas que influyen en la meteorización. En las rocas, los cristales grandes de diferentes minerales favorecen la desintegración. Esto es debido a la variación en la dilatación y contracción que se verifica con cada material al cambiar de temperatura. Las fuerzas resultantes ayudan a formar grietas y a romper estas rocas en sus componentes minerales. Los minerales de granulación más fina son más resistentes a la ruptura mecánica.

El tamaño de las partículas influye a la inversa en la descomposición química de los minerales. Una superficie muy grande de material finamente dividido presenta mayor oportunidad para el ataque químico.

La dureza y la cementación también influyen; una cuarcita o una arenisca cementada firmemente, resistirán la ruptura mecánica y presentarán menor superficie total para la actividad química. Las rocas porosas tales como las cenizas volcánicas o las calizas, son más fácilmente descompuestas.

5.3 Características químicas y estructurales del material

La **composición química** y la **estructura** son propiedades que determinan la estabilidad en los minerales. Las sales que forman sulfatos, carbonatos y cloruros en general son minerales inestables dada su alta solubilidad.

La susceptibilidad a la alteración de los silicatos, depende de una serie de factores. La estabilidad de los mismos se relaciona con su estructura química, y aumenta en el siguiente orden:

nesosilicatos - sorosilicatos - ciclosilicatos - inosilicatos - filosilicatos - tectosilicatos.

Se ha encontrado que la secuencia de susceptibilidad a la meteorización es similar a la serie de formación de minerales en la cristalización de los magmas (serie de Bowen).

Los minerales tienden a un equilibrio con las características del medio. Así, los formados en condiciones de elevadas temperaturas son más inestables a bajas temperaturas y a ello se une la riqueza en cationes.

En resumen; pueden considerarse como factores que afectan la mayor o menor estabilidad de los minerales silicatados a la meteorización:

- 1.- Orden de cristalización a partir del magma y consecuente complejidad de la estructura.
- 2.- Sustituciones isomórficas que pueden llegar a debilitar la estructura cristalina.
- 3.- Presencia de minerales oxidables (Fe^{2+} , Mn^{2+}), que pueden crear un desbalance, con la consiguiente inestabilidad.

No es posible hacer un listado de resistencia a la meteorización, o **estabilidad**, que sea válida para todas las condiciones, pero para climas húmedos y templados podría ser:

cuarzo > feldespatos de K y muscovita > feldespatos de Ca y Na > biotita, hornblenda y augita > olivino > dolomita y calcita > yeso.

Cuando el cuarzo está presente, se preserva y aparece en partículas de arena y también puede estar presente en el limo; los silicatos convergen hacia el producto terminal arcillas.

En lo anteriormente tratado se dio mayor importancia a la alteración de los minerales primarios del suelo. Sin embargo, la **síntesis** de minerales secundarios es una etapa muy importante de la meteorización. Los minerales arcillosos generalmente se desarrollan a partir de los inosilicatos (piroxenos y anfíboles), de los filosilicatos (micas) y los feldespatos.

6. Tipo de meteorización

Debido a las condiciones del lugar pueden suponerse determinadas características dominantes en el proceso de meteorización y en consecuencia los posibles materiales a formarse.

Según Vilensky, algunos tipos de meteorización en relación con la zona bioclimática y los productos resultantes serían:

TIPO	ZONA BIOCLIMÁTICA	PRODUCTOS
Litogénica	Regiones polares	Material grueso
H-Si-Al-lítica	Bosques de regiones templadas	Arcilla no saturada, limo
Ca-Si-Al-lítica	Estepas	Loess y CO_3Ca
Fe-Al-lítica	Tropical	Óxidos de Fe y Al

7. Meteorización y Lixiviación

La meteorización es la alteración del material, siendo la lixiviación el arrastre de los productos hacia las profundidades. La meteorización puede llevarse a cabo sin presencia de agua, (meteorización física), pero la lixiviación requiere ineludiblemente de la misma.

La intensidad de la meteorización y lixiviación, a igualdad de temperatura y precipitaciones, dependerá de las características del material y de la acción del tiempo.

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N. C. 1990. *The nature and properties of soils*. Mc Millan (ed) New York.
- BUOL, S.W., F.D. HOLE, R.J. MC CRACKEN. 1991. *Génesis y clasificación de suelos*. EdTrillas, México.
- CEPEDA DOVALA, J. M. 1991. *Química de Suelos*. Trillas, México.
- FASSBENDER, H. W. 1987. *Química del suelo*. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Turrialba, Costa Rica.
- ORTIZ VILLANUEVA, B. Y C. ORTIZ OSORIO. 1990. *Edafología*. Universidad de Chapingo, México.

FACTORES FORMADORES DE SUELO

Temario

1. Introducción

2. Factores formadores

2.1 Material original

2.2 Clima

2.3 Organismos

2.4 Relieve

2.5 Tiempo

2.6 Acción antrópica

3. Interrelación entre factores

4. Ejemplos de secuencias en la Argentina

FACTORES FORMADORES DE SUELOS

Ing. Agr. Carla Pascale

OBJETIVOS

- Conocer los factores formadores del suelo.
- Establecer el efecto que cada uno ejerce sobre la formación de los suelos.

1. Introducción

El suelo es el producto de la interacción de las **rocas**, el **clima** y la **vegetación**, cuya resultante puede modificarse cuali o cuantitativamente por la acción del **tiempo**, del **relieve** y del **hombre**.

Los antes mencionados se denominan **factores formadores**.

Un factor de formación es un agente, una fuerza, una condición o una combinación de ellos, que afecta, ha afectado o puede influir en un material original del suelo, con potencial para cambiarlo (Buol, 1991).

Los factores formadores se clasifican en activos y pasivos, según su participación en la edafogénesis.

Factor activo es aquel que actúa sobre otros factores. Interviene en la formación de un suelo controlando el tipo de proceso posible y su intensidad. Son factores activos: el **clima**, la **vegetación** y el **hombre**.

Factor pasivo es aquel sobre el que actúan otros factores, que lo transforman e incluso intervienen en su organización. Son factores pasivos: la **roca madre**, el **relieve** y el **tiempo**.

Jenny considera al suelo como una función de los distintos factores y lo expresa como:

$$S = f (CI, O, RI, R, T)$$

Es decir que el suelo queda definido por la combinación de los efectos del clima (CL), los organismos -flora y fauna- (O), el relieve (RI) y la roca (R) por períodos de tiempo (T).

De esta manera, pueden admitirse cinco situaciones distintas, en cada una de las cuales un sólo factor es variable, permaneciendo el resto constante. Los suelos resultantes serán función del factor que varía. Por ejemplo, en una situación determinada, cuando el único factor que varía es la roca, permaneciendo el resto constante, se establece una secuencia de suelos que en

este caso se denomina **litosecuencia**. Del mismo modo, para cada uno de los factores restantes, podrán establecerse secuencias que se denominarán: **climosecuencia, biosecuencia, toposecuencia, cronosecuencia**.

2. Factores formadores

2.1 Material original

Jenny (1941), definió los materiales originales como «el estado del sistema suelo en el tiempo cero de su formación», es decir, su estado inicial.

De esta definición se desprende, que un suelo previo o una masa de roca meteorizada, podría ser «material original».

La **roca madre** es el soporte y el marco de los procesos de alteración pudiendo, en consecuencia, fijar el ritmo y orientar los mecanismos de dicha alteración.

Las propiedades de los materiales originales están estrechamente emparentadas con las propiedades de los suelos que de ellos derivan. Por lo tanto, muchas propiedades de los suelos son características heredadas, como por ejemplo cantidad y tipo de arcilla, la textura y ciertas características químicas de los suelos.

En el capítulo de rocas se mencionaron diversas clasificaciones, entre ellas la de Gerasimov (1965) que clasifica a las rocas del siguiente modo:

- 1.- Macizas cristalinas
- 2.- Sedimentarias
 - 2.1 - Consolidadas
 - 2.2 - No consolidadas

Si bien esta clasificación agrupa a rocas de diferentes orígenes en un mismo grupo, su valor reside en considerar a la roca como factor formador de suelos, resultando de utilidad para este propósito.

Teniendo en cuenta esta clasificación se estudiará el comportamiento de las rocas en el proceso de formación de suelos.

Rocas Macizas Cristalinas

Comprenden a las rocas ígneas y metamórficas. Se encuentran formadas por materiales diversos que se originan en la medida que cristaliza el magma.

De acuerdo al predominio del material ácido o básico en las rocas, distintas serán las tendencias en la formación del suelo; ya que las de origen básico se descomponen más fácilmente que las ácidas. A igualdad de las restantes

condiciones, los materiales que posean una mineralogía rica en bases dará lugar a la formación de suelos de textura fina (arcilloso), se liberarán cationes como Ca, Mg y Fe. En las mismas condiciones de formación el material de carácter ácido origina una granulometría más gruesa y con menor fertilidad.

Rocas Sedimentarias Consolidadas

Estas rocas provienen de la acumulación de residuos de desintegración y descomposición de otras rocas, sedimentos químicos y biológicos.

En éstas, los agentes de la meteorización deberán actuar sobre los cementantes, obteniéndose un material suelto sobre el que continuará la transformación. Los suelos formados sobre estos materiales tendrán, como ya se dijo, muchas características heredadas de las rocas que provienen, lo que confiere a los suelos una importancia particular para las propiedades agronómicas (granulometría, estado del complejo sorbente y grado de saturación).

Sedimentarias no consolidadas

Como formadoras de suelo, son éstas las que tienen mayor importancia. A partir de ellas el proceso de formación del suelo será mucho más rápido, pues se parte de un material muy suelto presentando una gran superficie atacable. Generalmente no han sufrido diagénesis y la textura del suelo es muy similar a la del material del cual proviene.

En la Región Pampeana, el loess es el material original preponderante.

2.2 Clima

El clima es uno de los factores de formación más importante, que permite caracterizar en forma global, un conjunto de procesos de descomposición.

Su principal efecto se debe a la acción de las precipitaciones y la temperatura. La acción de estos dos agentes se refleja en la meteorización de las rocas y en la descomposición de la materia orgánica. Los fenómenos de alteración serán tanto más activos cuanto más elevada son la precipitación y la temperatura.

Debe tenerse en cuenta que el clima no es invariable, los climas cambian con el tiempo aún dentro del ciclo de formación de algunos suelos.

En la práctica no pueden desglosarse las acciones de temperaturas y precipitaciones, sin embargo, pueden destacarse las siguientes tendencias:

Precipitación

Cuando ocurre una precipitación, no toda el agua entra al suelo. Parte de ella se pierde por evaporación, transpiración de las plantas, escurrimiento, etc. Es el agua que entra al suelo y su movimiento la que determina la diferenciación de horizontes y ciertas propiedades de los suelos.

A medida que aumentan las precipitaciones, se produce un mayor lavado de sales solubles y poco solubles como los sulfatos y carbonatos, y son arrastrados a una mayor profundidad. Hay un aumento de la acidez de los suelos por una mayor concentración de los iones hidrógeno.

El contenido de arcilla aumenta conforme lo hacen las lluvias.

Un efecto importante debido al aumento de las precipitaciones es el que se produce en la vegetación: un aumento de la vegetación se traduce en un mayor aporte de materia orgánica y nitrógeno en los suelos.

Temperatura

En cuanto a la temperatura, conforme a la ley de Vant' Hoff, por cada 10° centígrados de aumento de temperatura se duplica la velocidad de la reacción química.

Esto determina que, por ejemplo, la descomposición de la Materia Orgánica tenga una velocidad variable en función de la temperatura. Los suelos de clima frío, dependiendo de la precipitación, en general, tendrán mayor contenido de materia orgánica que los de climas cálido.

Por efecto de la temperatura sobre el agua, disminuye la viscosidad y la tensión superficial, hay más facilidad para la lixiviación.

En zonas áridas, aumenta la salinidad por falta de lixiviación.

Según Jenny, los aumentos de temperatura van acompañados por cambios de coloración en los suelos. La temperatura actúa sobre la alteración mineralógica y ésta, a su vez, sobre el color.

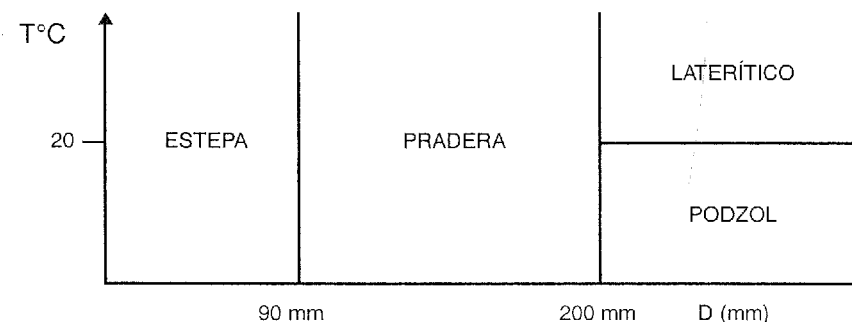
Los suelos formados bajo la influencia del clima frío presentan una coloración oscura, los de zonas intermedias pardos y finalmente los de clima cálido tonalidades rojizas o amarillentas.

Las combinaciones de temperaturas y precipitación tienen influencia directa sobre el lavado de los suelos; principalmente en lo que concierne a las bases y la arcilla, que está regido por lo que Duchaufour denomina **drenaje climático**, es decir la diferencia entre pluviometría y evapotranspiración, matemáticamente se expresa:

$$D = P - E \text{ donde: } \begin{array}{l} D = \text{drenaje climático} \\ P = \text{precipitaciones} \\ E = \text{evapotranspiración} \end{array}$$

Henin y Aubert (1945), han demostrado que el lavado de los coloides minerales para un drenaje calculado comprendido entre 90 y 200 mm es mínimo, haciéndose considerable cuando su valor supera la última cifra mencionada. Sin embargo, está comprobado que el drenaje calculado para el conjunto del año posee un valor demasiado impreciso; el drenaje estacional o, mejor, mensual, es el único que podrá dar una indicación válida sobre la importancia del lavado ligado al clima.

La combinación del drenaje climático (mm) y la temperatura (°C) define grandes tendencias en lo que concierne a las posibilidades de formación de diferentes grupos de suelos, tal como se esquematiza a continuación:



2.3 Organismos

Bajo esta denominación está involucrada la comunidad biótica a la que pertenecen la vegetación natural y los cultivos, la población microbiana y la micro y meso fauna que habita sobre la superficie. Estas dos últimas serán tratadas en capítulos siguientes.

Existe una íntima relación entre la vegetación y las propiedades de los suelos. Pero, a su vez, las características de la vegetación natural reflejan la suma de los factores climáticos en los que crece. Puede decirse, entonces, que el clima como factor de formación ejerce una influencia directa sobre los suelos, e indirecta a través de la vegetación.

La vegetación actúa de cuatro modos diferentes sobre la evolución del suelo:

a.- **Por el microclima que favorece:** habrá diferencia entre una formación de bosque y una pradera. El bosque proporciona al ambiente sombra y humedad. Cuando este se destruye, el microclima se altera por efecto de la insolación.

En el caso de las praderas, la temperatura del suelo es mayor y en consecuencia es menor la humedad ambiental.

b.- **Por la profundidad de enraizamiento:** la profundización de las raíces es mayor en los árboles, favoreciendo la lixiviación y el lavado de los elementos coloidales. Sin embargo, esto se atenúa considerablemente por la acción del follaje.

La vegetación herbácea, con enraizamiento superficial, provoca un lavado menos acentuado. Debido a su gran masa radicular, posee

abundante incorporación de materia orgánica dando lugar a horizontes húmicos (A) de mayor espesor que en el bosque.

c.- **Por la naturaleza del humus que se origina:** el humus es el nexo entre el mundo orgánico o biológico y el inorgánico, permitiendo que el mundo vivo pueda modificar las propiedades del mundo mineral en un sentido determinado.

La vegetación, al descomponerse y mineralizarse, da origen al humus del suelo, agente fundamental de la edafogénesis, ya que incorpora restos de distinta naturaleza y favorece el desarrollo de la microflora y la microfauna.

En lo que concierne a la vegetación herbácea, los residuos de las leguminosas son más ricos en nitrógeno que los de otras familias, por lo tanto se descomponen más rápidamente. Con referencia a la vegetación arbórea, los restos de las hojas caducas se descomponen más fácilmente que las perennes. De éstas últimas particularmente las resinosas (coníferas) que proporcionan al suelo un material ácido y por lo tanto agresivo.

d.- **Por la protección más o menos eficaz contra la erosión:** el bosque protege mejor el suelo contra la erosión que la pradera y la estepa; los suelos desnudos son los más expuestos a la erosión. Por lo tanto, es en el bosque donde generalmente, se encuentran los suelos edafológicamente más evolucionados (ineludiblemente acompañados por elevada precipitación).

2.4 Relieve

El relieve es la conformación de la superficie de la tierra sobre la que se desarrolla el suelo. Generalmente, se describe en términos geomorfológicos; así se habla de montañas, colinas, valles, llanuras, etc.

Los principales elementos del relieve se relacionan con la pendiente, cuyos parámetros son: gradiente (ángulo de la pendiente), longitud, forma (cóncava, convexa o plana) y disposición (regular, irregular, o simétrica) y la orientación.

La orientación de la pendiente influye sobre la temperatura del suelo pudiendo, en ocasiones, crear microclimas. En el Hemisferio Sur, las pendientes orientadas al Norte reciben más insolación que las orientadas al sur.

La infiltración y la permeabilidad determinan, en parte, el drenaje interno del suelo. Cuando ambas son constantes, la mayor o menor cantidad de agua que drena en el perfil depende de la pendiente, de modo tal que cuanto mayor es el gradiente de la misma, mayor es el escurrimiento y por lo tanto mayor es la posibilidad de erosión, pudiendo llegar a ser decapitado la parte superior del perfil del suelo.

En suelos con relieve plano, desarrollados sobre superficies estables, la acción de la meteorización suele dar origen a perfiles profundos. Los efectos de los agentes de meteorización se extienden en profundidad, ya que la totalidad del agua que cae en el suelo percola y profundiza dentro del perfil.

Si las condiciones climáticas son homogéneas y las precipitaciones uniformes, la cantidad de agua que realmente recibe cada posición será muy distinta. Los suelos ubicados en la pendiente no incorporarán a su perfil toda la cantidad de agua de lluvia, sino que una buena proporción se perderá por escurrimiento. Debe recordarse, que el agua que actúa en la formación de los suelos es la que atraviesa el perfil.

Los suelos de la zona baja, recibirán además de la precipitación, el agua que proviene de los suelos de media loma. Este transporte superficial de material suele ser acompañado por otro subsuperficial, a veces de material arcilloso y en ocasiones de carbonatos alcalinotérreos.

En algunos los casos, las tendencias son similares, esto es, que la parte alta pierde material, que gana la parte baja. Por lo tanto, a igualdad de condiciones climáticas, de material original, etc., el relieve va a determinar zonas normales, zonas subdesarrolladas y zonas hiperdesarrolladas que son loma, media loma y bajo, como se puede apreciar en la siguiente figura 1:

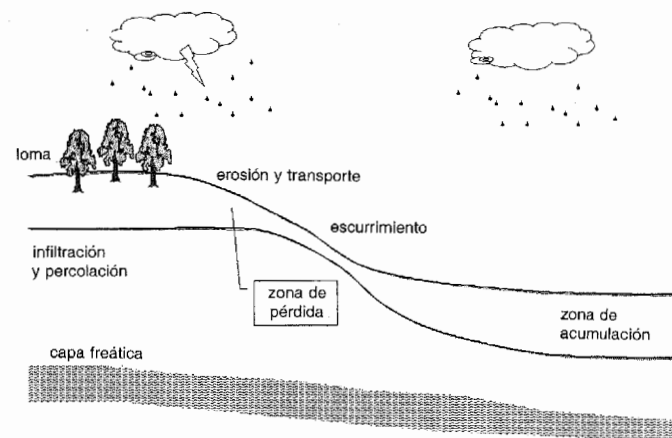


Figura 1: Esquema de la influencia del relieve sobre la formación del suelo.

En otros casos, como se explica más adelante, este fenómeno ocurre de otra forma. (ver: *Efecto de la capa freática sobre las propiedades de los suelos*).

Para algunas zonas geográficas, se pueden establecer relaciones entre la pendiente y las propiedades de los suelos:

1.- Profundidad del suelo

- 2.- Espesor del horizonte A y contenido de materia orgánica
- 3.- Humedad relativa del perfil
- 4.- Grado de diferenciación de horizontes
- 5.- Reacción del suelo
- 6.- Contenido de sales solubles
- 7.- Tipo y grado de desarrollo de panes
- 8.- Temperatura
- 9.- Tipo de material original

Efecto de la capa freática sobre las propiedades de los suelos

El nivel freático se define como «la superficie superior del agua subterránea o el nivel bajo en que el suelo se encuentra saturado de agua, lugares de puntos de agua del suelo donde la presión hidráulica es igual a la atmosférica» (Terminology Committee, 1965 en Buol, *et al*, 1991).

En las regiones húmedas, el nivel freático tiene, casi siempre, un relieve similar al de la superficie, pero de menor amplitud: más cerca de la superficie en los bajos que en las lomas.

En las zonas poco drenadas, las pequeñas diferencias de nivel y la napa freática ejercen una acción importante sobre la evolución de los suelos, ya que influyen sobre el grado de hidromorfía. Si la napa se encuentra cercana a la superficie, constituye un impedimento para la circulación del agua en el perfil, de este modo no se han dado las condiciones para un hiperdesarrollo (Figura 2).

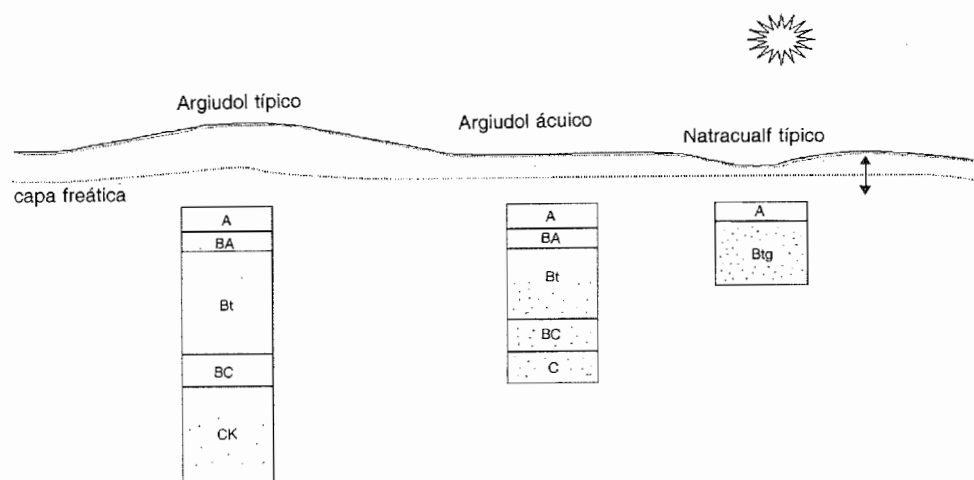


Figura 2: Esquema de la influencia del relieve y la capa freática sobre la formación del suelo en la pampa ondulada de la provincia de Buenos Aires.

Es frecuente que, en distintas estaciones del año, se produzca un ascenso de la napa y esta invada el perfil del suelo. Cuando se evapora el agua, se lleva a superficie sustancias que son transportadas por ella. Esta inversión en el sentido de circulación del agua se altera el grado de desarrollo del suelo pudiendo presentarse el bajo con menor desarrollo que la loma.

En la zona alta, las condiciones son propicias para el desarrollo de suelos zonales (resultantes de las características climáticas del ambiente). En cambio, en la parte baja, la acción de la napa freática crea condiciones especiales desarrollándose suelos intrazonales (que no corresponden a las condiciones bioclimáticas dominantes en el lugar), en este caso hidro - halomórficos por exceso de agua y/o sales.

Toposecuencias y catenas de suelos

Cuando el relieve es el único factor formador que varía y se mantienen constantes todos los otros factores, los suelos que se forman, por su ubicación en el relieve, constituyen lo que se denomina una **toposecuencia**.

En una **catena**, los suelos se diferencian por variaciones en el relieve y en el drenaje, relacionado con el nivel freático. Este concepto es importante en zonas donde el nivel freático está presente dentro del perfil.

Los suelos relacionados en una catena, tienen propiedades que se asocian con su posición en el paisaje (figura 3).

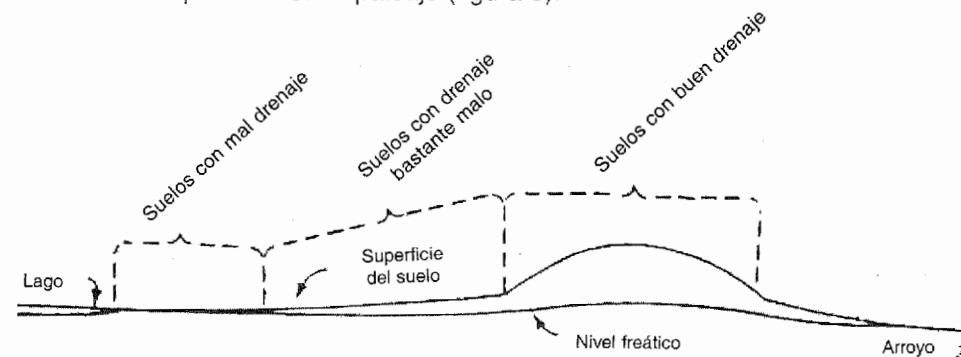


Figura 3: Esquema de relaciones de suelos en una catena asociados a su posición en el paisaje. Extraído y adaptado de Buol, 1991.

2.5 Tiempo

La formación del suelo es un proceso largo y lento que requiere miles a millones de años. El tiempo necesario para que el suelo desarrolle diferentes horizontes está condicionado, sobre todo, por las interacciones de todos los demás factores.

Cuando se considera el tiempo como factor formador de suelos, hay que

considerar entre otros aspectos, las etapas relativas de desarrollo. Así, para los suelos se pueden aplicar los términos de juventud, madurez y senilidad, según Davis (en Buol, 1991).

Los suelos jóvenes son, en algunos casos, suelos inmaduros, incipientes (suelos azonales), y presentan propiedades similares al material original. Otros tienen escaso desarrollo, detenido por algún factor, como por ejemplo exceso de agua, sales o carbonatos (suelos intrazonales).

Los suelos maduros han terminado su evolución y son los que se encuentran en equilibrio con el ambiente (suelos zonales). Cuando un suelo llega a la madurez, su perfil está en equilibrio con la vegetación estable de una zona dada. Por lo tanto, el suelo ha alcanzado su "climax".

Los suelos seniles presentan acumulaciones de materiales como sesquióxidos y minerales arcillosos alterados. El grado de alteración o descomposición de los materiales depende, en un mismo clima, de la duración durante la cual se ejerza. No ocurre lo mismo si se considera la acción de los mismos procesos en climas diferentes. Así, un material original que se altera lentamente en climas templados, lo hace mucho más rápido en climas tropicales.

Otro aspecto a considerar cuando se tiene en cuenta el factor formador tiempo, es la edad del suelo. No es fácil determinarla, así como tampoco los años que se necesitarían para su formación, dado que ello depende de las características de los factores formadores y su interacción.

Existen distintos métodos para calcular aproximadamente la edad en un suelo:

- a.- según la edad de los depósitos sobre los cuales se originan, como en el caso de las morenas o de los limos eólicos.
- b.- por análisis polínico trazando las etapas de la evolución de la vegetación, ya que las fases sucesivas de la evolución, ligadas a las fases climáticas del Cuaternario reciente, son conocidas y están datadas.
- c.- por los vestigios prehistóricos que permiten datar los suelos enterrados, en función de los depósitos más recientes que los recubren.
- d.- según la velocidad de un proceso físico-químico de alteración característico de un tipo de suelo. Esta velocidad se mide durante un corto período y a continuación los caracteres analíticos del suelo se comparan con los de la roca madre.
- e.- más recientemente con el estudio del C^{14} radioactivo, que permite datar la materia orgánica.

Ejemplos: los podsoles bien desarrollados datarían aproximadamente de 3.000 años; los suelos de pradera pueden tardar para su formación de 2.000 a 10.000 años; los lateríticos demoran en llegar a su estudio climax entre 10.000 a 50.000 años.

Los efectos del **tiempo** como factor formador de suelos se podrían resumir como sigue:

- 1.- profundización de los efectos de los restantes factores.

- 2.- definida tendencia al aumento de la fracción arcilla. Como consecuencia de la misma, la relación limo/arcilla baja. Se producen pérdidas de sílice, por lo que la relación SiO_2/R_2O_3 disminuye.
- 3.- el color, con el tiempo, tiende a la homogeneización dependiendo de la roca madre.

2.6 Acción antrópica

Es un factor formador reciente. Con el avance de la humanidad, muchos procesos evolutivos han estado controlados por la actividad del hombre, ya que dispone de un potente medio de acción sobre la evolución del suelo por las modificaciones que le puede imponer.

Cuando se estudia la influencia del hombre sobre la vegetación, por ejemplo en un ecosistema forestal, puede orientar la evolución del suelo en un sentido regresivo o progresivo, según se intervenga mediante acciones destructivas del bosque o, por el contrario, con una acción racional.

Asimismo, el hombre influye más directamente sobre la evolución del suelo, mediante la introducción de un cultivo. Por influencia del trabajo del suelo a una profundidad generalmente constante, los horizontes superiores se homogeneizan y el tipo de humus primitivo con frecuencia ya no es reconocible (el horizonte cultivado, de color uniformemente pardo, con límite inferior casi siempre neto suele ser designado en las descripciones del perfil con la expresión A_p).

El hombre, además de la acción de laboreo, influye modificando el ambiente por medio del riego, el drenaje, el uso de fertilizantes y la aplicación de enmiendas.

Otro efecto que se presenta por la intervención humana, es el que se desencadena por procesos erosivos, en cuyo caso, se trata más de un proceso destructivo que formativo.

La construcción de caminos, vías férreas, que pueden actuar a manera de diques de contención de las aguas de escurrimiento, pueden intensificar los procesos halo-hidromórficos.

Las ideas conservacionistas surgen en 1928 con H.H. Beunet en los Estados Unidos. En sus comienzos, estas ideas no siempre recibieron la atención que se merecían. Recién en los últimos tiempos, se ha tomado conciencia de que cualquier alteración producida en un ecosistema repercute sobre la globalidad.

Esto provocó, en la década de los años 80, un movimiento que apunta a la agricultura sostenible o sustentable. Esta difiere de la agricultura convencional pues tiene en cuenta la conservación del medio, es decir, la conservación de los recursos naturales.

3. Interrelación entre factores

Algunos investigadores intentaron demostrar que los factores formadores de suelos son variables independientes. Esto quiere decir que cada uno de

ellos puede cambiar o variar de un lugar a otro sin la influencia de los demás.

Sin embargo, sólo el tiempo puede considerarse una variable independiente, transcurre solo. Las otras dependen en mayor o menor grado unas de otras, del suelo en sí o de algún otro factor.

Cada factor formador tiene una importancia particular y ninguno puede ser considerado más importante que otro, si bien localmente un factor determinado puede ejercer una influencia preponderante sobre otros.

Así, por ejemplo, se puede ver la influencia del **relieve** sobre otros factores formadores. El relieve influye notablemente sobre el clima y la vegetación. Este hecho es más notorio en zonas donde estos dependen de la altitud sobre el nivel del mar. En general, la temperatura disminuye o asciende aproximadamente hasta 1°C por cada 100 m de altitud.

Debido al relieve, se puede modificar la influencia de los materiales originales y el tiempo, por los cambios que se producen debido al efecto de la erosión y la posterior deposición; efecto este que, a su vez, se ve modificado por el clima.

Como se ve, el **clima** también actúa sobre otros factores, modificándolos. Ejerce, de alguna manera, un control sobre las rocas a través de la meteorización, y del relieve, como se dijo, por la erosión y deposición. Su acción es directa sobre la **vegetación** y, a su vez, esta favorece la creación de microclimas que varían con las condiciones de la cubierta vegetal.

La **vegetación** es dependiente del clima y en menor medida de la roca madre, de la posición en el paisaje que puede condicionar el drenaje y del tiempo.

El **hombre** y el **tiempo** actúan sobre todos los factores de formación.

Estos son algunos ejemplos de las relaciones que se establecen entre los distintos factores y se podrían seguir enumerando otras más. Tratando de sintetizar en forma simplificada estas interrelaciones, se elaboró la figura 4.

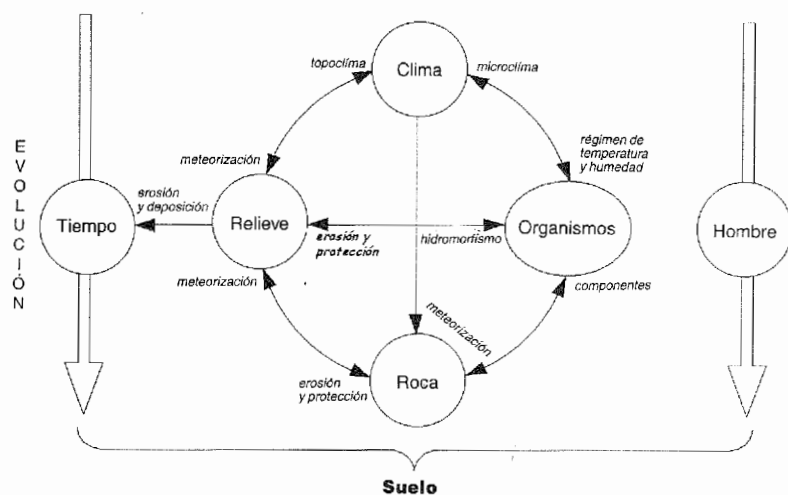


Figura 4: Relaciones entre los factores formadores.

4. Ejemplos de secuencias en la Argentina

Toposecuencia en la provincia de Buenos Aires, Sistema de Ventania. Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires, Dominio Edáfico 1:

Distribución Geográfica: Centro Oeste del Partido de Saavedra, extremo Noreste del partido de Puán y Sur del partido de Coronel Suárez (figura 5).

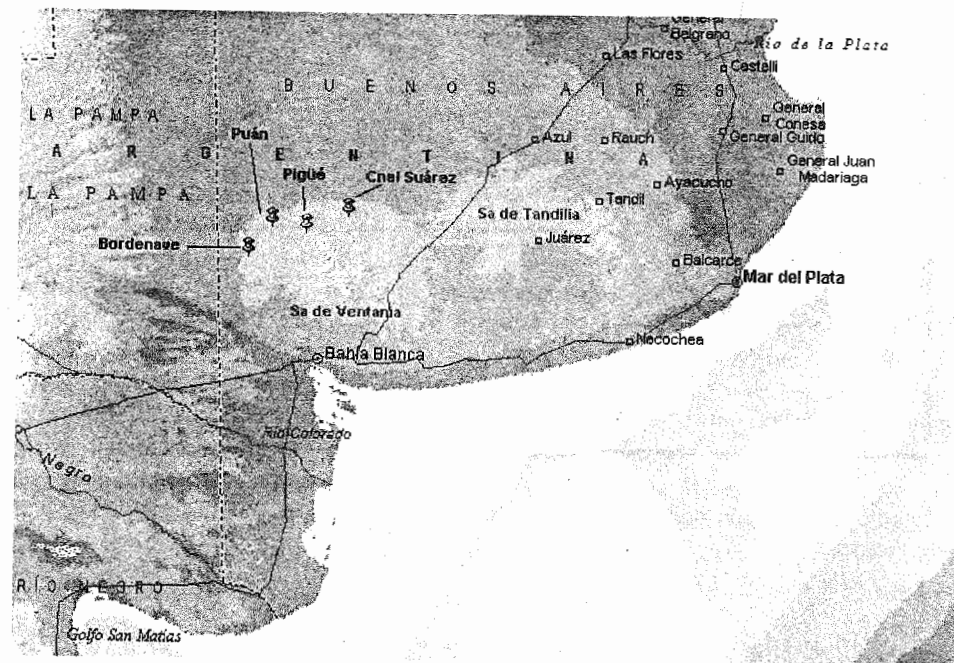


Figura 5: Ubicación geográfica de una toposecuencia en el Sistema de Ventania.

Paisaje: Pendientes suaves adyacentes a los flancos norte y sur del Sistema de Ventania, con tosca muy cercana a la superficie o aflorante en algunas lomas.

Suelos: Asociación de Hapludol típico, franco grueso, muy somero, con Argiudol típico, somero, y Hapludol lítico.

Los dos primeros ocupan pendientes y senos entre lomas. El Hapludol lítico se halla en la parte alta de las lomas, donde la cobertura loéssica es más delgada.

Suelos menores: Argiudoles y Hapludoles típicos se encuentran en algunas depresiones, donde el espesor del loess es mayor.

Distribución de los suelos en el paisaje (figura 6):

Hapludol lítico: se halla en sectores adyacentes a los afloramientos rocosos, donde la cobertura loésica es muy delgada. Es un suelo muy somero de escaso desarrollo.

Argiudol típico: se encuentra distribuido en pendientes y senos entre lomas. Es un suelo somero claramente desarrollado.

Hapludol típico, franco grueso, muy somero: se encuentra en los sectores ondulados adyacentes a las partes más altas de las sierras, con abundante afloramiento de tosca. Es un suelo muy somero de débil desarrollo.

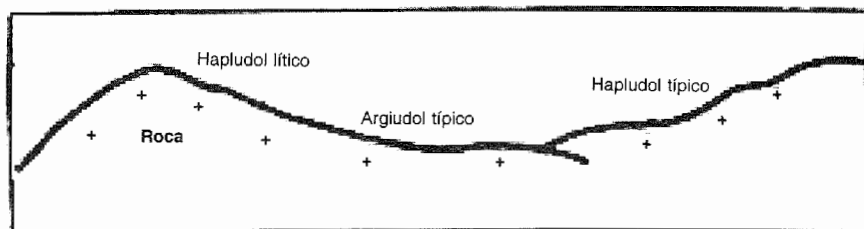


Figura 6: Distribución de los suelos en el paisaje en una toposecuencia del Sistema de Ventania.

A título informativo se presentan otros ejemplos de secuencias en la Argentina:

Hernández, *et al.* (1996), establecieron el grado de influencia relativa de los distintos factores formadores de suelos, en una topolitosecuencia en la Depresión Periférica, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajaron sobre una transecta E-O desde la localidad de Despeñaderos hasta el río Los Molinos, aplicando los modelos clásicos de evolución pedogenética.

Se basan en Jenny (1941), quien expresa que «una topolitosecuencia es un conjunto de suelos cuyas propiedades varían en función de la interinfluencia del factor relieve y del material parental». Secundariamente participan otros factores.

La topolitosecuencia está ubicada en el sector N del departamento de Calamuchita en el límite con el departamento de Santa María. Se determinaron cuatro tipos de suelos representativos, y su variación dentro de la transecta se debió principalmente a la influencia combinada de los factores relieve y material parental.

Sanabria (1993), estudió una topolitosecuencia de suelos en el área La Lagunilla, departamento de Santa María, provincia de Córdoba.

La topolitosecuencia se ubica en el piedemonte de las Sierras Pampeanas, a 15 km de la ciudad de Córdoba, en la cuenca alta del Arroyo de la Cañada y abarca unos 100 km², en los que incluye una laguna tectónica llamada La Lagunilla.

En la zona, el clima es considerado uniforme, se ha demostrado una escasa incidencia de las variaciones de la vegetación, y el efecto de la edad de los sedimentos es neutralizado, en gran medida, por los procesos erosivos.

Por lo tanto, los dos factores que se consideran constantes son el relieve y el material parental, y de ellos derivan los distintos tipos de suelos encontrados.

Hansen de Hein, *et al.* (1993), trabajaron en una climosecuencia del centro de Santa Fe y centro este de Córdoba. La secuencia climática se extiende de O-E a través de 300 km desde el río Primero (provincia de Córdoba) hasta Desvío Arijón (provincia de Santa Fe).

A esta climosecuencia corresponden seis series de suelos: Haplustol típico (serie Montecristo), Argiustol típico (serie no determinada), Argiudol ácuico (serie Sastre), Argialbol típico /serie Santa María Norte), Natracualf típico (serie Aurelia) y Hapludalf psaméntico (serie Coronada).

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N.C. 1990. The nature and properties of soils. Ed. Macmillan. New York, Estados Unidos 619 p.
- BUCKMAN Y BRADY. 1966. Naturaleza y propiedades de los suelos. Ed. UTEHA, USA.
- BUOL, S.W., F. D. HOLE, R.J. McCracken. 1991. Génesis y Clasificación de suelos. Ed. Trillas. México 417 p.
- DUCHAUFOUR, O. 1975. Manual de Edafología. Ed. Toray Masson.
- FITZPATRICK, E.A. 1984. Suelos. Su formación, clasificación y distribución. Ed. C.E.C.S.A. México 430 p.
- FITZPATRICK, E.A. 1996. Introducción a la Ciencia de los Suelos. Ed. Trillas. México, 288p.
- GAUCHER, G. 1968. Traité de Pedologie Agricole, Le sol et ses caractéristique. Ed. DUNOD.
- HANSEN DE HEIN, W. I., N.E. HEIN Y O.R. QUAINO. 1993. Climosecuencia del Centro de Santa Fe y Centro Este de Córdoba. *Actas XIVº Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Mendoza, Argentina. 451-452.
- HERNÁNDEZ, C., J.A. SANABRIA, G.L. ARGÜELLO. 1996. Estudio de una topolitosecuencia en la Depresión Periférica, Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Actas XVº Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. La Pampa, Argentina. 259.
- LEÓNIDAS MEJÍA, C. 1981. Curso de Génesis y Clasificación de Suelos. CIAF.

ORTÍZ-VILLANUEVA, B., C. ORTÍZ SOLORIO. 1990. Edafología. Ed. Univ. Autónoma de Chapingo, México 394 p.

PORTA, J., M. LÓPEZ-ACEVEDO, C. ROQUERO. 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Ed. Mundi-Prensa. Madrid, España. 807 p.

SAGYP - INTA. 1989: Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. Proyecto PNUD/ ARG/85/019. 544 p.

SANABRIA, J.A., A. MANZUR, G. ARGUELLO, A. BALBIS, N. PESCI, L. HERRERO. 1993. Toposecuencia de Suelos del área La Lagunilla, Departamento de Santa María, Provincia de Córdoba. *Actas XIVº Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo.* Mendoza, Argentina. 381-382.

ESTRUCTURA

Temario

1. **Introducción**
2. **Niveles de organización**
3. **Estructura estable**
4. **Formación y estabilización de la estructura**
 - 4.1 Formación de agregados
 - 4.2 Factores que intervienen en la formación de agregados
 - 4.3 Influencia de diferentes factores sobre la agregación
5. **Modelos de unión entre partículas para formar agregados**
 - 5.1 Esquema de Emerson
 - 5.2 Modelo de organización de agregados (Tisdall y Oades)
6. **Evaluación de la estabilidad de los agregados**
 - 6.1 Consideraciones generales
 - 6.2 Métodos para medir la estructura del suelo
7. **Problemas de estructura en suelos argentinos**

ESTRUCTURA

Ing. Agr. Martha Palma

OBJETIVOS

- Definir el concepto de estructura y relacionarlo con otras propiedades del suelo.
- Conocer los métodos de determinación de la estabilidad estructural.

1. Introducción

Una razón por la cual el suelo soporta la vida de un sinnúmero de organismos es por la liberación de energía y nutrientes suministrados por los restos orgánicos. Otra razón igualmente importante es la protección física (temperatura, humedad, aireación) proporcionada por la organización estructural del suelo.

La meteorización del material parental origina partículas primarias de diferentes tamaños (como se vio en el Capítulo anterior): arcilla, limo, arena y piedras. Sin la intervención de fuerzas externas estas partículas se dispondrían al azar, presentando un estado de mínimo potencial energético.

Sin embargo, fuerzas vitales asociadas con las plantas, animales, microorganismos y fuerzas físicas relacionadas con el cambio del estado del agua y su movimiento actúan para disponer las partículas del suelo en unidades más grandes, de tamaño variado, llamadas **agregados**.

Un **agregado** puede definirse como un agrupamiento natural de las partículas primarias para formar unidades secundarias de mayor tamaño, en los que la fuerza de atracción entre ellas es superior a las del medio que las rodea. Los agregados relativamente estables en el campo pueden reconocerse porque ellos se hallan separados por poros.

La agregación de las partículas es la base de la estructura del suelo y varias definiciones han sido propuestas, siendo la siguiente, a nuestro juicio, la más adecuada:

La **estructura** es la relación entre tamaño, forma y disposición de los poros o espacios que separan las partículas y agregados. El sistema poroso del suelo incluye los poros dentro de los agregados y del material masivo, así como el espacio poroso continuo entre agregados. El tamaño y continuidad de los poros son importantes para el movimiento y la retención de agua. Los poros grandes **transportan el agua**, los medianos retienen **agua disponible** para las plantas y los poros pequeños retienen **agua no disponible** para las plantas.

Generalmente se utilizan como sinónimos agregación y estructuración. Sin embargo, debe recordarse que para los efectos utilitarios el estudio de los agregados por sí mismo (agregación) no es suficiente puesto que debe complementarse con otros hechos que relacionan al agregado con sus vecinos y con el medio (estructuración).

La estructura es una de las propiedades que puede alterarse fácilmente, debido a las labores agrícola-ganaderas o cualquier otro tipo de perturbación. Los suelos bien estructurados disminuyen notablemente los perjuicios que puedan ocasionar las labranzas; ofrecen óptimas condiciones para la penetración crecimiento y anclaje de las raíces, permiten un buen drenaje y presentan a la vez buena capacidad de retención hídrica. Un suelo con estas características presenta mayor resistencia a los procesos de erosión.

2. Niveles de organización estructural

En una observación desde el campo al microscopio electrónico, es posible identificar distintos niveles de organización de la estructura. Muchos suelos presentan rasgos estructurales que pueden observarse a campo, estos rasgos constituyen la **macroestructura**. El estudio en detalle de la agregación y la distribución de poros debe ser realizado en laboratorio mediante la ayuda de instrumentos de ampliación (lupa, microscopio, microscopio electrónico). Esta organización a escala microscópica, constituye la **microestructura**.

La agregación se describe de acuerdo a los siguientes criterios:

Tipo: hace referencia a la forma de los agregados, es decir, al modelo o patrón que presentan preponderantemente.

Clase: se refiere al tamaño de los agregados.

Grado de desarrollo: se lo define de acuerdo a la presencia y estabilidad de los agregados.

Desde el punto de vista de la estructuración, no sólo interesan las características tales como tamaño, forma y estabilidad de los agregados, sino también su disposición u ordenamiento en el espacio.

Tipo

Como se dijo, se refiere a la forma que presentan los agregados, lo que permite clasificarlos en los siguientes tipos:

Laminar: cuando dos de sus dimensiones predominan netamente sobre la tercera. En este tipo de estructura los agregados se ordenan en láminas u hojuelas relativamente horizontales.

Puede encontrarse en láminas superficiales de algunos suelos, pueden originarse por impacto de las gotas de lluvia en costras superficiales. Sin embargo, su presencia es más común en horizontes subsuperficiales. Impide la penetración vertical de las raíces, el agua y el aire.

Laminar



Columnar: similar a la anterior, pero con sus bordes y cabeza redondeada. Típica de **suelos alcalinos**.

Columnar



Prismática: cuando una de las dimensiones o eje es netamente mayor que las dos restantes. Es típica de horizontes enriquecidos con arcillas. Los planos de debilidad corresponden a grietas de retracción, su altura y diámetro varía según el tipo de suelo. Se los encuentra en horizontes subsuperficiales. Pueden llegar a ser característicos de suelos pobremente drenados de regiones húmedas o bien suelen presentarse en suelos de zonas áridas y semiáridas y constituyen un rasgo destacado dentro del perfil. Los prismas pueden llegar a presentar una gran dureza y convertirse en un impedimento para la penetración de las raíces y el movimiento del agua.

Prismática



Bloques angulares: cuando sus tres ejes son sensiblemente iguales, con sus bordes o aristas rectos y caras rectangulares. Generalmente se hallan en horizontes subsuperficiales.

Bloques angulares



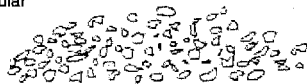
Bloques subangulares: similar al anterior, pero con aristas agudas y caras curvas. Típica de suelos de zonas semiáridas y áridas en suelos pobres en materia orgánica.

Bloques subangulares



Granular: cuando tiene forma de esferas imperfectas. Es la estructura superficial más favorable, siendo muy afectada por las prácticas de manejo. Típica de medios biológicamente activos, ricos en bases y con materia orgánica.

Granular



Migajosa: similar a la anterior, pero con agregados de forma irregular, presentan superficie rugosa formando una masa porosa suelta. Típica de horizontes superficiales de pastizales.

Clase

Teniendo en cuenta el tamaño, los agregados se clasifican en las siguientes clases:

- Muy fina
- Fina
- Media
- Gruesa
- Muy gruesa

Las dimensiones correspondientes a cada una de estas clases dependen del tipo de agregado, o sea que cada Tipo tiene límites propios para definir las mencionadas Clases (ver guía de Reconocimiento y Caracterización de Suelos).

Grado de desarrollo

Se refiere a la presencia y resistencia del agregado, que en alguna medida se relaciona con la estabilidad de los mismos. Por más que las dos condiciones anteriores (tipo y clase) sean las ideales, ello no basta para configurar un panorama óptimo para la producción vegetal si los agregados no presentan suficiente estabilidad como para resistir la acción de agentes negativos: agua, labores culturales, pisoteo animal. A este punto se le debe prestar especial atención.

El Grado se clasifica de la siguiente manera:

Sin grado de desarrollo

- Grano simple: no se forman agregados, se presenta como granos sueltos con ausencia de elementos finos. Típica de horizontes arenosos u horizontes muy lixiviados.
- Masiva: no se observan agregados, ni espacios porosos. El suelo se presenta como un bloque carente de fisuras naturales. Típica de horizontes inferiores.

Con grado de desarrollo

- Débil: agregados pobremente formados, la mayor parte se deshace cuando se los extrae del perfil. Con bajo nivel de organización.
- Moderado: agregados bien formados, moderadamente durables, que rompen en muchos agregados enteros y algunos rotos. Nivel de organización medio.
- Fuerte: agregados bien formados durables, que rompen casi completamente en agregados enteros. Nivel de organización alto.

Para definir una agregación se deben utilizar los tres conceptos mencionados, y expresarla por ejemplo: granular, media, moderada.

Debe señalarse que el tipo de estructura a veces no es simple. Un agregado prismático, es la resultante de agregados del tipo bloques angulares. En casos como el mencionado, se está en presencia de una agregación primaria (prisma) y secundaria (bloques). En tal situación se dice: prismático que rompe en bloques angulares, mencionándose a continuación los dos conceptos restantes.

3. Estructura estable

Es difícil mantener una estructura estable, para ello debe evitarse la disminución de la materia orgánica y realizar racionalmente las labores agrícolas. Una estructura inestable provoca la formación de costras y horizontes superficiales endurecidos, también produce deslizamiento de suelo entre las grietas y finalmente erosión.

No es tarea fácil hablar de una estructura óptima. No obstante, es nece-

sario dar una idea acerca de la misma, fundamentalmente en lo que concierne a los conceptos que debe definir una buena estructura.

Para ello es necesario recordar que con la conservación de las condiciones estructurales, se buscan dos objetivos:

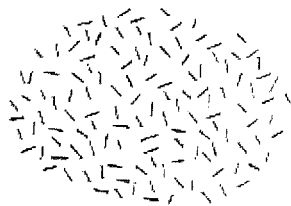
- Alta producción de los cultivos.
- Conservación del suelo, fundamentalmente disminuir de los procesos erosivos.

Es deseable para los primeros 20-30 cm contar con una estructura estable de tipo granular o migajosa que tenga abundancia de poros grandes (macroporos), que permitan la percolación del exceso de agua y una buena emergencia de las plántulas, sumado a un adecuado desarrollo radicular en el espacio poroso entre agregados. De 20 a 30 cm hasta aproximadamente 150 cm es deseable la presencia de abundantes microporos, con una cantidad adecuada de macroporos. Estos últimos asegurarán la eliminación del agua en exceso con una velocidad adecuada, mientras que los primeros no sólo facilitarán el movimiento horizontal, sino que también se constituyen en reservorio de la misma.

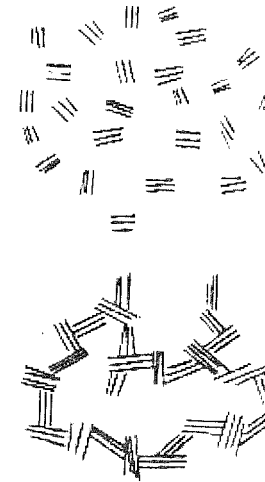
4. Formación y estabilización de la estructura

4.1 Formación de agregados

La organización del material del suelo para la formación de agregados y sus rasgos pedológicos requieren de la acción de fuerzas físicas, químicas y biológicas. Dos factores son responsables del comportamiento de la agregación del suelo: **la floculación de las arcillas** y su posterior **estabilización o cementación**. El proceso puede esquematizarse:



Sistema disperso
Partículas de arcilla
individualizadas



Sistema agregado y disperso
Formación de dominios por
asociación de láminas
de arcilla

Sistema agregado y floculado

En la formación de las unidades de menor tamaño (dominios), los enlaces inorgánicos son los más importantes, mientras que en la estabilización de los agregados lo son los enlaces orgánicos (cementantes húmicos).

Floculación y formación de agregados estables no son sinónimos. La floculación resulta de la atracción electrostática entre los bordes positivos y las caras negativas de los minerales de arcilla. La formación de agregados estables requiere que las partículas primarias se encuentren tan firmemente unidas entre sí, que no se dispersen en el agua. Es decir que, la formación de agregados requiere la cementación o el enlace mutuo de las partículas floculadas. Así, la floculación ayuda al proceso de agregación, pero ella misma no es agregación.

4.2 Factores que intervienen en la formación de agregados

I.- Biológico. Participación de Hongos y Bacterias

Los organismos del suelo, tanto vegetales como animales y desde los micro hasta los macro, afectan el desarrollo y estabilidad de los agregados.

La acción de hongos y bacterias específicamente la presencia de micelio y colonias, suelen agrupar, por uniones relativamente débiles, conjuntos de partículas primarias. Este efecto fue corroborado por la adición de polisacáridos, residuos de plantas, metabolitos microbianos o un simple carbohidrato, los cuales incrementaron la adherencia de las partículas del suelo para formar agregados estables (Martens y Frankerberger, 1992).

Entre los agentes cementantes de origen orgánico, merecen especial

consideración los productos metabólicos de los microorganismos del suelo, conocidos como "gomas microbianas" (Oades, 1984). Estos compuestos orgánicos fundamentalmente polisacáridos son secretados por bacterias, hongos y levaduras del suelo, cuya habilidad aglutinante depende de su composición química, de la sustancia degradada y del tipo de microorganismo actuante.

En un ensayo se inoculó un suelo estéril franco arcilloso con varios organismos y se encontró que los hongos fueron más efectivos que las bacterias en producir agregación. Los resultados obtenidos fueron:

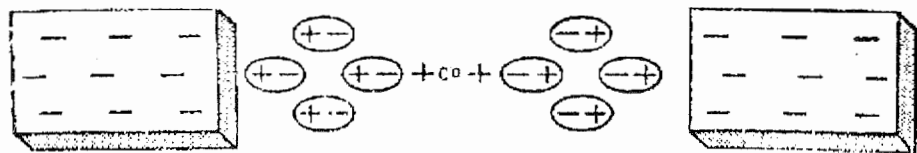
Organismo inoculado	% de agregados mayor de 2 mm
Ninguno	0
<i>Penicillium oxalicum</i>	68,1
<i>Fusarium moniliforme</i>	69,7
<i>Aspergillus niger</i>	43,4
<i>Bacterium megatherium</i>	7,3
<i>Bacterium radiobacter</i>	19,3
<i>Rhizobium alni</i>	4,9

II. Químico

A) Acción del H₂O

1. Dipolo

Debido a la polaridad de las moléculas de agua (negativa en un extremo y positivas en el otro), a medida que estas moléculas se evaporan, las partículas de arcilla se acercan.



2. Capilar

Un conjunto de partículas arcillosas puede estar separado de otro conjunto, o bien de un grano del tamaño arena, por un espacio lo suficientemente pequeño, como para que al llenarse dicho espacio con agua, se generen fuerzas capilares que actúan atrayendo los conjuntos entre sí.

Las fuerzas capilares dependen del radio capilar, siendo su magnitud inversamente proporcional al radio. Pero esto tiene un límite, ya que un excesivo acercamiento permite la acción de fuerzas de repulsión entre las partículas.

Las fuerzas capilares mencionadas, responden a la ecuación de ascenso capilar (ley de Kelvin para los angloamericanos, Ley de Bechold, para los alemanes, Ley de Jurin para los franceses).

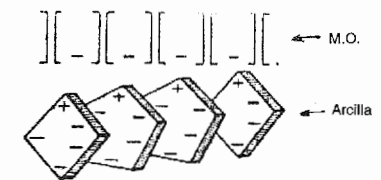
$$h = \frac{2T \cos a}{r \cdot d \cdot g}$$

- h = altura del ascenso capilar, en cm
- r = radio del poro, en cm
- T = tensión superficial del agua (72 dinas cm⁻¹)
- a = ángulo de contacto entre el agua y la faz sólida.
Cuando a = 0, cos a = 1
- d = densidad del agua, en g cm⁻³
- g = aceleración de la gravedad, 981 cm seg⁻²

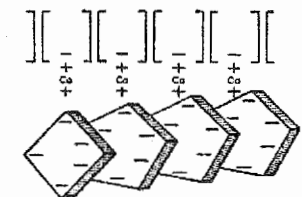
Por lo dicho, surge que las fuerzas capilares son cambiantes y dinámicas, en función del contenido hídrico del suelo. Dichas fuerzas no se manifiestan cuando el suelo está saturado o seco. En ambos casos por falta de la interfase agua-aire en los poros de dimensiones capilares.

B) Unión con la Materia Orgánica

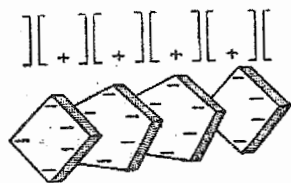
1. A través del enlace químico entre cargas positivas de las partículas de arcilla con las negativas de los compuestos orgánicos de estructura alifática (en el siguiente diagrama se representan por la línea de paralelas dobles).



2. El enlace químico de las cargas negativas de las partículas de arcilla con los compuestos orgánicos que tienen carga negativa a través de enlace catiónico, incluyendo el calcio, el hidróxido de hierro y el hidrógeno.



3. El enlace químico de las cargas negativas de las arcillas con los compuestos orgánicos de carga positiva. Los grupos amino de las proteínas y los aminoácidos pueden, en ciertas condiciones, estar cargados positivamente. En este caso atraerán a las partículas con carga negativa. También hay otros grupos cargados positivamente, que pueden intervenir en la unión.



III. Fuerzas intercrystalinas

Es el enlace químico de las posiciones negativas de una partícula de arcilla con las positivas de otra. Este mecanismo será tanto más efectivo cuantas más cargas presenten las arcillas. Para permitir el máximo número de enlaces es preciso que exista una orientación. El enlodamiento incrementa la oportunidad de orientación de los cristales de arcilla.

4.3 Influencia de diferentes factores sobre la agregación

Varios factores específicos afectan la génesis o formación de agregados de tipo granular o migajoso, cuya presencia es sumamente importante en la parte superficial de los suelos. Estos factores incluyen:

A. Procesos físicos

Toda acción que tienda a variar y cambiar la posición de las partículas y las fuerzas de contacto entre ellas pueden estimular la agregación. Alternancia de humedecimiento y secado, congelamiento y descongelado, el efecto físico de las raíces, la acción de los microorganismos y el uso adecuado de los implementos de labranza favorecen el contacto entre partículas pudiendo promover la agregación.

B. Influencia de la materia orgánica

La materia orgánica es el agente que más estimula la formación y estabilización de agregados granulares y migajosos. Es más efectiva que la arcilla para la formación de agregados estables con las partículas de arena. Las raíces de

las plantas segregan sustancias orgánicas de consistencia gelatinosa que ayudan a unir las partículas del suelo para formar agregados. De la descomposición de los residuos por los microorganismos se producen compuestos orgánicos que interactúan con las arcillas y cementan los agregados, asegurando su estabilidad. Estos procesos son más notorios en los horizontes superficiales donde se encuentra la mayor densidad de raíces, la mayor actividad de la flora y fauna, estando asociados a la presencia de materia orgánica. Los componentes orgánicos orientan las arcillas bajo formas planas y entonces forman puentes entre partículas individuales. Como resultado de esta interacción se originan los complejos arcillo-orgánicos.

C.- Efecto de la adsorción de iones

La formación de agregados está influenciada por la naturaleza de los cationes adsorbidos por los coloides del suelo. Cuando el Na^+ es el catión predominante, como suele presentarse en algunos suelos, las partículas se dispersan causando efecto desfavorable sobre la estructura del suelo.

Por el contrario, la adsorción de iones Ca^{2+} , Mg^{2+} o Al^{3+} pueden estimular la formación de agregados al favorecer el proceso de floculación.

Las lixiviaciones de arcillas silicatadas, óxidos de hierro y aluminio, sales solubles y carbonado de calcio participan en la formación y cementación de agregados dependiendo de las condiciones climáticas y el tipo de suelo.

D. Influencia de las labranzas

Las labranzas cumplen doble rol sobre la estructura del suelo, pudiendo tener un efecto favorable o desfavorable sobre la agregación. Si los niveles de humedad del suelo son adecuados, el efecto de las labranzas a corto plazo puede ser favorable ya que los implementos rompen terrones, incorporan la materia orgánica en el suelo, destruyen malezas creando una buena cama de siembra. Las labranzas son necesarias para el normal manejo de algunos suelos.

A largo plazo, las labranzas tienen un efecto perjudicial sobre los gránulos superficiales. En primer lugar, por mezcla y remoción del suelo, éstas generalmente aceleran la oxidación de la materia orgánica. En segundo lugar (especialmente aquellas que involucran equipos pesados), tienden a romper los agregados estables y compactan la superficie. Debido a esto es que han adquirido una gran difusión aquellos sistemas que reducen drásticamente el número de operaciones como son las labranzas reducidas y la siembra directa.

Resumiendo, en la formación de la estructura participan los cationes, la interacción de las partículas de arcilla con la humedad y la temperatura, la interacción de la arcilla y la materia orgánica, la actividad de la vegetación, de la fauna y de los microorganismos (Baver *et al.*, 1973).

5. Modelos de unión entre partículas para formar agregados

5.1 Esquema de Emerson

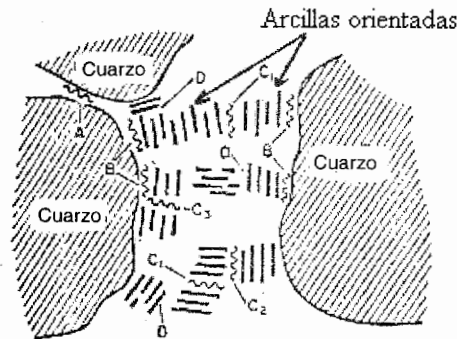
Hay muchos estudios que se refieren a las distintas formas de unión de las partículas arcillosas entre sí, y de éstas con el cuarzo y los coloides orgánicos.

El esquema de Emerson (1959), es un modelo donde las subunidades intervinientes son microagregados no mayores de 0,25 mm de diámetro, los cuales están formados por paquetes en los que intervienen partículas de arcilla, cationes polivalentes y materia orgánica, los cuales poseen un considerable grado de estabilidad en agua.

El modelo surge de las investigaciones de los efectos de la materia orgánica sobre los agregados del suelo. Está basado en el concepto de «dominios de arcilla» (clay-domains), definida como «el grupo de cuasi-cristales de arcilla», los cuales están orientados y suficientemente unidos de modo que en el agua se pueden comportar como una unidad simple.

El modelo explica los diferentes caminos por los cuales las partículas pueden unirse formando microagregados (como se ilustra en la figura). La unión puede ser electrostática entre las cargas de borde positivo sobre un dominio y la fase cargada negativamente de otro (D) o puede establecerse por medio de la materia orgánica (A, B o C).

La materia orgánica estabiliza los agregados o «grumos» reforzando las fuerzas de unión entre los distintos «dominios de arcillas» C; entre arenas y «dominios de arcillas» B y entre partículas de arenas A.



Posible disposición de "dominios de arcilla", M.O. y Cuarzo (Emerson).

5.2 Modelo de organización de agregados (Tisdall y Oades, 1982)

Un prerequisite para la agregación estable en agua es la floculación de las partículas de arcilla, que constituye el primer estado en la formación de un agregado.

En este modelo se describen cuatro estados de agregación, agregados de tamaño:

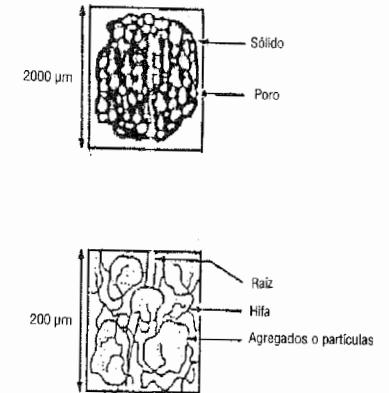
$$< 0,2 \mu\text{m} \Leftrightarrow 0,2-2 \mu\text{m} \Leftrightarrow 2-20 \mu\text{m} \Leftrightarrow 20-250 \mu\text{m} \Leftrightarrow > 2000 \mu\text{m}$$

Agregados de 2000-250 μm

Estos agregados estables al agua están constituidos principalmente por agregados de 2000-250 μm de diámetro.

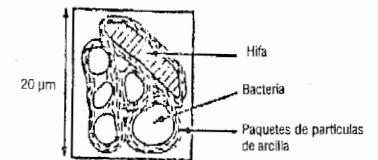
Pueden presentar alto contenido de carbono orgánico (> 2%), están formados por agregados y partículas unidas principalmente por hifas y raíces, y en suelos de bajo contenido de carbono orgánico (< 1%) participan como agentes de unión principalmente polisacáridos (uniones transitorias).

La estabilidad de estos agregados es controlada por las prácticas agrícolas. Los agentes de unión inorgánicos como aluminosilicatos y óxidos de Fe también los estabilizan pero son de menor magnitud que los orgánicos.



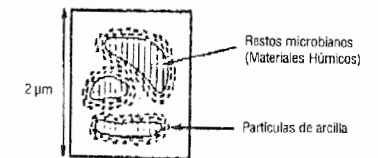
Agregados de 20-250 μm

Están constituidos principalmente por agregados de 2-20 μm de diámetro unidos por materiales orgánicos persistentes y óxidos cristalinos y aluminosilicatos desordenados. Estos agregados son estables al humedecimiento y no son alterados por las prácticas agrícolas, pudiendo destruirse por vibración ultrasónica. Su elevada estabilidad se debe a su pequeño tamaño y a que en ellos participan varios tipos de agentes de unión, cuyos efectos son aditivos.



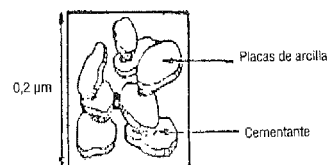
Agregados de 2-20 μm

Están constituidos por agregados menores de 2 μm de diámetro, unidos fuertemente por uniones orgánicas persistentes que no son disturbadas por las prácticas agrícolas. Micrografías electrónicas muestran bacterias individuales o colonias rodeadas por una cápsula de carbohidratos a las cuáles las partículas de arcilla aparecen firmemente sujetas.



Agregados de < de 2 μm

Los agregados estables al agua < de 2 μm son flóculos donde los cuasi-cristales individuales de arcilla, o grupos de éstas (dominios) forman una masaramificada. Están formados por material muy fino unidos por enlaces con la materia orgánica y óxidos de Fe. El material orgánico es sorbido sobre la superficie de las arcillas y retenido fuertemente por diferentes uniones químicas.



Modelo de organización de agregados indicando principales agentes de Unión. *Journal of Soil Science* : 33, 141-163 (1982).

Las evidencias indican que no hay un suave "continuum" de tamaños de agregados estables al agua y que la estabilidad de las partículas de cada estado está asociada con un agente de unión dominante.

Este modelo muestra que un agregado de suelo está construido de unidades estructurales de distintos tamaños enlazadas por varios agentes de unión.

En resumen, los microagregados (< 250 μm) no son destruidos frente a un humedecimiento rápido o disturbio mecánico. Los polisacáridos también están involucrados. La unión de los microagregados aparece como relativamente permanente y no está influida por diferentes manejos dado al suelo.

Por otra parte, la estabilidad al agua de los macroagregados (> 250 μm) depende de las raíces y las hifas, y de la presencia de éstos depende el crecimiento del sistema radical. El número de macroagregados estables depende del contenido de materia orgánica, también disminuye cuando las raíces y las hifas son descompuestas y no reemplazadas. La estabilidad de macroagregados es controlada por el manejo y se incrementa bajo pasturas, declinando con la intensidad de los cultivos y las labranzas.

6. Evaluación de la estabilidad de los agregados

6.1 Consideraciones generales

En términos generales, se acepta que la **agricultura sostenible** se basa en sistemas de producción que tienen como principal característica la aptitud de mantener la productividad y ser útiles a la sociedad indefinidamente. Los sistemas de agricultura sostenibles deben, por tanto, reunir los siguientes requisitos: conservar los recursos productivos, preservar el medio ambiente; responder a los requerimientos sociales y ser económicamente competitivos y rentables.

Los sistemas que no aseguren la conservación de los recursos producti-

vos están expuestos a perder su habilidad para producir y, por lo tanto, no son sostenibles en el tiempo. Los sistemas que no aseguren la protección del medio ambiente pueden convertirse en perjudiciales más que beneficiosos, terminando por anular su razón de ser y, por ende, su sostenibilidad.

El problema principal de estimar la sostenibilidad biofísica de algunos sistemas, es que todas las metodologías investigadas están limitadas por restricciones o bien de espacio, (se cuentan con valores puntuales difíciles de ser extrapolados), o bien restricciones de tiempo (ser mediciones realizadas en períodos muy cortos para poder predecir a largo plazo) (Hamblin, 1991).

6.2 Métodos para evaluar la estructura del suelo

Varios métodos se emplean para evaluar la estabilidad de los agregados, entre ellos:

- Métodos indirectos a través de la:
 - Porosidad
 - Permeabilidad al agua y al aire
 - Infiltración
- Métodos directos:

Determinan el grado de estabilidad del agregado o terrón que conserva su integridad bajo la acción de diversos tratamientos arbitrarios, pero reproducibles. Hacen referencia a la capacidad de los agregados para mantener su forma al estar sometidos a fuerzas inducidas artificialmente, fundamentalmente el humedecimiento, el impacto de la gota de lluvia o el paso del agua.

En agronomía, debido al interés de conocer la estructura y la estabilidad estructural, por sus relaciones con la erosión, infiltración, penetración de raíces, aireación y aplicaciones ingenieriles relacionadas con la penetración de agua y capacidad de carga, se evalúa la estructura del suelo empleando los métodos que mejor correlacionan con factores relativos al uso del suelo. Estos métodos se basan en la determinación del grado de agregación, la estabilidad de los agregados y la naturaleza del espacio de poros, propiedades que cambian con el laboreo de la tierra y los sistemas de cultivo. Estas mediciones son importantes para caracterizar la cantidad y distribución del espacio de poros, asociado con los agregados y la susceptibilidad de éstos al agua y a la erosión eólica (Corvalán *et al.*, 1996).

Dentro de los distintos métodos mencionados anteriormente, adquieren interés prioritario aquellos destinados a proporcionar una idea acerca de la estabilidad de agregados, en virtud de su importancia práctica, ya que los resultados experimentales se relacionan directamente con la productividad de los suelos.

Se detalla a continuación uno de los métodos más usado en la Argentina: **De Boodt y De Leehneer**.

Esta metodología mide el grado de estabilidad por el cambio que se produce al tamizar una muestra en seco y luego en húmedo. Se realizan dos curvas de frecuencias acumuladas de peso en relación al diámetro de agregado y luego se mide el área encerrada entre las mismas. Este valor se compara con el área determinada para el suelo (del mismo lugar) con buena estabilidad estructural y se determina un índice.

- **a) Momento de muestreo:** Si la determinación forma parte de un plan donde se quiere evaluar una técnica cultural, la fecha está pre-fijada. Si por el contrario, se desea conocer los cambios en el estado estructural de un suelo durante un año, debe recordarse que el clima y la actividad biológica influyen estrechamente en esta propiedad. Esto nos obliga a estandarizar el momento y forma de muestreo para obtener datos comparables.
- **b) Obtención de la muestra,** estos estudios se realizan fundamentalmente en los horizontes superficiales. Generalmente se acompañan de determinaciones de densidad y estudios de macroporosidad, por esto se debe respetar la profundidad de los anillos de extracción.

La **extracción** se hace de la siguiente manera:

- 1°) Con una espátula o palita plana se separa el primer cm de suelo, cuidando de no compactar.
- 2°) Se toman muestras de los 2 cm subsiguientes con la misma espátula (1-3 cm) (3-5 cm).
- 3°) Se guardan los agregados en cajas no deformables de 10 x 4 cm. Los terrones muy grandes se pueden separar en agregados más chicos por presión débil efectuada con los dedos.

En caso de querer obtener muestras en profundidad se debe hacer un pozo donde previamente se identifican los horizontes y sus espesores. De esta manera se hace la extracción en los distintos pisos correspondientes a los horizontes.

Para trasladar las muestras al laboratorio se las coloca en cajas, revestidas interiormente con espuma de goma. Con la finalidad de amortiguar los golpes.

- **c) Tratamiento en laboratorio:** el método trata de simular dos fuerzas relacionadas a la acción del agua.

Procedimiento

1) Al llegar la muestra al laboratorio, se la saca del recipiente y se la tamiza por 8 mm lo que es mayor, se debe romper con la mano, aprovechando las fracturas naturales, con el contenido hídrico que presenta la muestra en el momento de extracción.

2) Se distribuye la muestra sobre bandejas en capas de unos 3 cm de espesor, durante 24 horas.

3) Tamizado en seco

Se coloca la muestra en una columna de tamices. Para suelos arenosos se usan tamices de 4,8-3,36-2-0,84 mm. Para los arcillosos, tamices de 4,8-3,36-2 mm. Es así como se obtienen fracciones de distinto peso. Este fraccionamiento se puede hacer con un vibrador automático de movimiento rotatorio, siendo suficiente sólo 5 minutos. Estas fracciones sumadas se deben llevar a un total de 100 g para cada repetición.

4) Humedecimiento

Se llevan estas muestras a capacidad de campo, dependiendo el agua requerida, de los materiales constituyentes y el peso de la fracción. El humedecimiento se hace por goteo que se efectúa sobre la muestra, donde la gota debe llegar con una energía de 8 ergios.

Tipo de suelo	Contenido de arcilla	Agua adicionada
Arcilla	25 - 35% ó más	28 - 36%
Limo	8 - 25%	20 - 26%
Arena	< 8%	15%

5) Incubación

Se coloca la muestra en una cámara húmeda o dentro de un germinador a 20°C y 98-100% de humedad, durante 24 horas de esta manera se busca exaltar los mecanismos de agregación en condiciones similares al campo.

6) Tamizado en húmedo

Transcurrido el tiempo de incubación, se colocan las distintas fracciones en los tamices correspondientes a los límites inferiores de cada fracción. Las columnas que se usan en el tamizado en húmedo están integradas por tamices de 4,8-3,36-2-1-0,5-0,3 mm y un fondo para recoger el material más fino.

Las columnas se sumergen en recipientes con agua y se someten a 35 oscilaciones por minuto durante 30'.

7) Secado

Al transcurrir el tiempo de tamizado, se levanta la columna y se deja escurrir, luego se coloca en forma completa en la estufa, favoreciendo el secado con una corriente de aire caliente. Una vez secos se pueden separar las fracciones de los tamices con ayuda de un pincel y proseguir el secado en lata de acero.

Se pesan las distintas fracciones y se grafica una curva de frecuencias acumuladas los pesos en función de los diámetros.

La superficie encerrada por las dos curvas es un reflejo de los cambios sufridos por la muestra. Dicha superficie se lee con un planímetro calibrado.

8) Índice de estabilidad

Al comparar el valor del área encerrada por dichas curvas para el suelo problema y un suelo de referencia (de la misma zona del suelo problema) de excelente estabilidad estructural, se puede obtener un índice:

$$\text{Índice de estabilidad (\%)} = \frac{\text{suelo de referencia}}{\text{suelo problema}} \times 100$$

Con este índice se va a una tabla y se califica el suelo

GRADO	INDICE DE ESTABILIDAD (%)
Excelente	>50
Muy bueno	50-40
Bueno	40-33
No satisfactorio	33-25
Malo	< 25

7. Problemas de estructura en suelos argentinos

Dentro de tres grandes regiones queda delimitado el territorio nacional, de los cuales la región húmeda, ocupa alrededor de 68.000.000 ha (25% de la superficie total del país); la semiárida, 48.000.000 ha (15%); y la árida 170.000.000 ha (60%). Esto indica que en la Argentina el 75% de su superficie se halla en condiciones de aridez o semiaridez, lo cual exige la aplicación de determinadas prácticas culturales, capaces de producir cultivos exitosos o bien recurrir al riego para lograr producción.

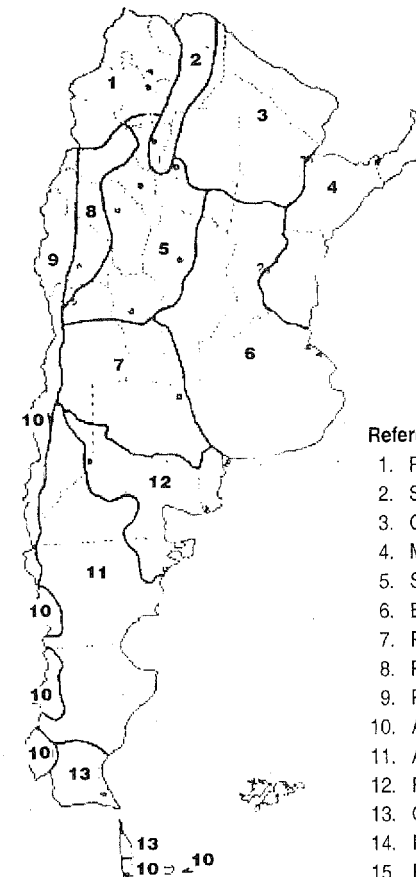
Los procesos degradatorios de la estructura debidos a la erosión hídrica afectan prácticamente a todo el país, fundamentalmente a tierras de alto valor con aptitud agrícola o agrícola ganadera de las regiones húmedas. Este proceso se destaca por su gravedad en el sur de Misiones, noroeste de Corrientes, centro y oeste de Entre Ríos, Tucumán, sur de Salta y en las cuencas de los ríos Carcarañá, Tercero, Arrecifes y Arroyo del Medio. Cálculos muy realistas realizados por el INTA señalan que en la actualidad 25.000.000 ha/año se

encuentran degradadas. En el núcleo maicero se estiman pérdidas entre 160 y 280 millones de pesos anuales sólo por disminución en los rendimientos asociada a estos procesos.

Por otra parte extensas superficies están afectadas por erosión eólica, especialmente en las regiones áridas y semiáridas, afectando a 21.500.000 ha con incrementos de 60.000 ha/año, en los últimos 30 años.

La degradación y deterioro de las propiedades físicas de los suelos, como resultado del uso agrícola, está presente en la totalidad de las tierras agrícolas bajo cultivo. Las pérdidas económicas por este concepto son de difícil estimación pero, a la consecuente disminución de los rendimientos, habría que sumarle el mayor costo en labranzas y tareas culturales, necesidad de resiembra, mayores dosis y pasadas de agroquímicos, necesidades crecientes de fertilización, etc.

A continuación se mencionarán diferentes regiones y la problemática en cada una de ellas.



Referencias

1. Puna
2. Sierras subtropicales
3. Chaco
4. Mesopotamia
5. Sierras Pampeanas
6. Bolsones
7. Pampa Húmeda
8. Pampa Seca
9. Precordillera
10. Andes Áridicos
11. Andes Patagónicos
12. Patagonia Extra Andina
13. Oriental
14. Patagonia Extra Andina Occidental
15. Patagonia Extra Andina Austral

7.1 Región de la Pampa Húmeda (referencia N° 6 del mapa)

De las 13.000.000 ha, en uso hay 4,9 millones de ha, donde desarrollan su actividad cerca de 40.500 explotaciones.

La agricultura rutinaria es la causante de la degradación y erosión de los suelos. Es extractiva en cuanto a nutrientes porque no se reponen los principales, al ser inadecuado el uso de fertilizantes, y afecta la condición física del suelo por efecto del laboreo excesivo. De acuerdo al uso del recurso, puede afirmarse que toda la región presenta degradación física y química en diversos grados, presentándose los mayores efectos en las tierras bajo agricultura continua. La degradación física se determina por un deterioro de la estructura y la percolación, con aparición de encostramiento superficial ("planchado") y la formación del piso de arado. Este efecto se manifiesta por una menor infiltración, menos retención de humedad y en general con un incremento en el escurrimiento aún en pendientes menores del 1% cuando éstas son largas (mayores de 500 m).

En esta región, el 32% de su superficie está afectada por erosión hídrica moderada y severa, con pérdidas del horizonte A de 5 a 20 cm. Este sector abarca el centro y este de la región y las zonas próximas a los ríos Arrecifes, Carcarañá y arroyos Pavón y del Medio, donde predomina la erosión hídrica severa, incluyendo zonas con erosión grave.

Los efectos de la degradación física y química y la erosión se traducen en la reducción del rendimiento de los cultivos, donde el maíz es el más perjudicado.

7.2 Región de la Mesopotamia (referencia N° 4 del mapa)

Esta zona ocupa 6.200.000 ha (se excluye el Delta del Paraná) y de ellas el 70% es susceptible de degradación física y el 40%, ya posee algún grado (desde muy leve a grave) de degradación.

Comprende las provincias de Entre Ríos, Corrientes y Misiones, donde el problema de erosión hídrica y otras formas de degradación del suelo se manifiestan en grados diversos, siendo la erosión hídrica el más frecuente y espectacular de los procesos degradatorios. Este efecto es más marcado en las proximidades de los ríos Uruguay y Paraná, y en el centro y sur de la región donde dominan suelos arcillosos.

La creciente incorporación de los cultivos de soja y maíz en el norte correntino permite percibir con preocupación la aparición de signos característicos de degradación física como: compactación del suelo, decoloración del suelo superficial, pequeños surcos y hasta cárcavas con el consiguiente desmedro de los rendimientos. Esto también se observa en toda la región en suelos con cultivos tradicionales tales como yerba mate, citrus, etc., y en los suelos desmontados, cuando las prácticas no son conservacionistas. El uso agrícola continuado, también es un factor que favorece la rápida mineralización

de la materia orgánica (favorecida por las condiciones climáticas de la región) y esto conduce a la pérdida de estructura del horizonte superficial, de sus nutrientes y al aumento de la escorrentía y la erosión.

7.3 Región del Chaco (referencia N° 3 del mapa)

Forma parte del Gran Chaco y ocupa 19.440.000 ha. Con excepción del Chaco subhúmedo que tiene aptitud agrícola ganadera, el resto del área tiene limitaciones de orden climático (déficit de precipitaciones) que restringen su uso a ganadería y/o actividad forestal.

Pese al bajo gradiente topográfico, existen formas de erosión hídrica de poca magnitud debido a la degradación de la cubierta vegetal. Los suelos de aptitud ganadera en general presentan déficit de precipitaciones.

Los síntomas avanzados de degradación se evidencian en campos desmontados con fines agrícolas. Es frecuente observar voladuras del material y acumulación de arena, el suelo se muestra desprotegido de cobertura y totalmente desagregado.

En campo natural bajo actividad ganadero-forestal, el sobrepastoreo y la explotación indiscriminada del bosque para la obtención de madera, postes, leña y carbón, provocan la degradación de la cobertura vegetal, se pierde el pasto y proliferan leñosas de bajo valor comercial (fachinal)

7.4 Regiones de la Puna, de las Sierras Subtropicales, de las Sierras Pampeanas y Bolsones y de la Precordillera (referencia N° 1, 2, 5, 8 y 9 del mapa)

Abarca una superficie de 16.180.000 ha. La heterogeneidad ambiental de esta región permite diferenciar tres sectores; a) el oeste, quebrado con dominio de relieve de sierras y en menor proporción, llanuras a gran altura; b) la parte central, con sierras de baja altura que encierran amplios valles y largos piedemontes y c) la parte oriental llana, prolongación de la llanura chacopampeana.

En el oeste, las grandes diferencias topográficas y el clima árido gravitan frente a una frágil cobertura vegetal, provocando fenómenos de desertificación en los ambientes llanos y formas espectaculares de erosión hídrica en las pendientes.

En la parte central, la densa cobertura vegetal y de pastizal amortigua parcialmente la erosión hídrica en el relieve de montaña. El interesante precio de los granos, hizo que se incrementara el área cultivada, empleando alta mecanización y uso de agroquímicos, sin tener en cuenta la intensa erosión hídrica y la degradación física generalizada de los suelos.

En la parte oriental, la sobreexplotación del bosque y el pastoreo intensivo hacen que proliferen el fachinal.

7.5 Región de la Pampa Seca (referencia N° 7 del mapa)

La superficie es de alrededor de 24.000.000 ha, de las cuales los cereales de invierno y verano ocupan 3.500.000 ha y la ganadería 15.000.000 ha, el resto está cubierto por monte.

Los suelos de esta región presentan una capa de tosca cerca de la superficie y ésta representa una limitante para el desarrollo de los cultivos y el almacenamiento de agua. Las partes más altas tienen suelos más evolucionados y fértiles.

La falta de rotaciones y el sobrepastoreo confieren a la zona una alta susceptibilidad a la degradación física. En el sector sur de la provincia de San Luis, sudoeste de Córdoba, norte y este de La Pampa y sur de Buenos Aires, los procesos de degradación están asociados a la erosión eólica, mientras que la erosión hídrica se manifiesta en las serranías de San Luis y Córdoba.

7.6 Región de la Patagonia (referencia N° 10, 11, 12 y 13 del mapa)

Ocupa 78.000.000 ha. Gran parte de esta zona muestra las consecuencias de un manejo indiscriminado del recurso forrajero y del suelo, a lo que se suma el factor climático de singular agresividad. El sobrepastoreo, la trashumancia, la extracción de arbustos para leña, los incendios, la actividad petrolera y la acción depredadora de la fauna silvestre son en orden de importancia desestabilizadoras del ecosistema, degradándolo hasta más allá de las posibilidades de recuperación natural.

Bibliografía de apoyo

- BAVER, L.D., W.H. GARDNER, W.R. GARDNER.** 1973. Física de Suelos - Ed. Hispanoamericana - Barcelona.
- BRADY, N.C.** 1990. The nature and properties of soils. 10a ed. MacMillan Pub. Co., New York.
- CORVALÁN, D.R., D.A. LAUREDA Y G.H. ROSATTO** 1996. Métodos de determinación de estabilidad estructural en suelos. *Actas*, IV Congreso Argentino y II Internacional de Ingeniería Rural, Neuquén.
- GAVANDE, S.A.** 1979. Física de Suelos - Ed. Limusa, México.
- HAMBLIN, A.** 1991. "Sustainable Agricultural Systems: What are the appropriate measures for soil structure?". *Aust. J. Soil Res.*, 29: 709-715.
- HENIN, S., R. FRAS, G. MONNIER** 1972. El Perfil cultural - Ed. Mundi Prensa - Madrid.
- OADES, J. M.** 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil* 76: 319 - 337.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. ROQUERO.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España.
- SILENZI, J.C., A.M. MORENO Y J.C. LUCERO** 1987. Variaciones temporales de la estabilidad estructural de un suelo no disturbado. *Ciencia del Suelo*, 5 (1): 54-58.
- SOLÁ, F., F.M. CIRIO, J. LEGUIZA Y P.V. URDAPILLETA.** 1995. El deterioro de las tierras en la República Argentina. Alerta Amarillo. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca (SAGyP) y el Consejo Federal Agropecuario (CFA).
- TISDALL, J.M. Y J.M. OADES,** 1982. Organic matter and water stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33, 141-163.
- WHITE, R.E.** 1997. Principles and practice of soil science. Blackwell Science (eds), 3ra Edición. Oxford.

DENSIDAD DEL SUELO

Temario

1. Introducción

2. Densidad real

- 2.1 Concepto
- 2.2 Medición: método del picnómetro

3. Densidad aparente

- 3.1 Concepto
- 3.2 Factores que afectan la densidad aparente:
 - 3.2.1 Textura
 - 3.2.2 Estado de agregación
 - 3.2.3 Materia orgánica
 - 3.2.4 Manejo del suelo
- 3.3 Aplicaciones de la densidad aparente
 - 3.3.1 Evaluación de la densificación
 - 3.3.2 Peso de la capa arable
 - 3.3.3 Cálculo de la porosidad total
 - 3.3.4 Lámina de riego
 - 3.3.5 Cálculo del espacio aéreo
- 3.4 Métodos de determinación:
 - 3.4.1 Método del cilindro
 - 3.4.2 Método de la excavación o la bolsa de plástico
 - 3.4.3 Método del agregado o de la parafina
 - 3.4.4 Métodos que usa radiaciones electromagnéticas

DENSIDAD DEL SUELO

Ings. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno

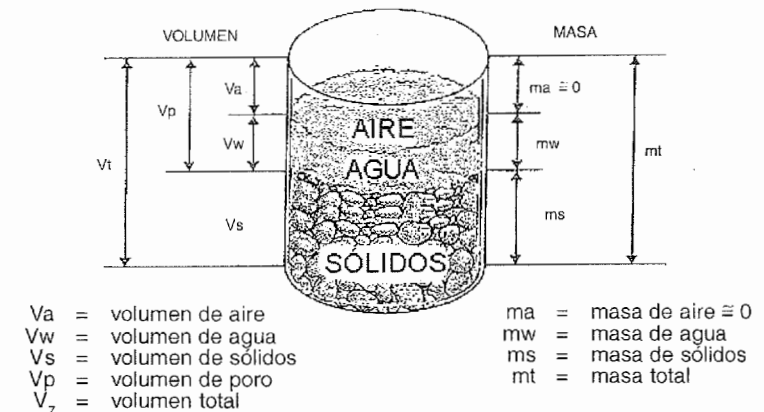
OBJETIVOS

- Presentar los conocimientos que permitan comprender el concepto y la utilidad de la medición de la densidad del suelo.

1. Introducción

Muchas características de los suelos, importantes para la agricultura, derivan de las proporciones en que se encuentran las partículas sólidas, líquidas y gaseosas, y de las relaciones de masa y de volumen entre ellas.

En la siguiente figura, se pueden identificar las masas y volúmenes de los constituyentes del suelo y establecer algunas relaciones de interés para este capítulo.



$$\text{Volumen total } (V_t) = V_a + V_w + V_s = V_p + V_s$$

$$\text{Masa total } (m_t) = m_a + m_w + m_s = m_w + m_s$$

$$\text{Densidad real } (\delta_r) = m_s / V_s$$

$$\text{Densidad aparente } (\delta_{ap}) = m_s / V_t$$

La densidad es el peso por volumen unitario de sustancia. Simbólicamente, se representa: $\delta = \text{Peso} / \text{Volumen}$ y se expresa en Mg m^{-3} ó g cm^{-3} .

En el estudio de los suelos se distinguen dos tipos de densidad: la densidad real (o de partícula) y la densidad aparente. La primera corresponde a la densidad de la fase sólida y la segunda incluye el volumen de partículas y el volumen vacío de poros.

La densidad aparente permite evaluar si el manejo que se da al suelo

produce compactación dificultando el crecimiento de los cultivos. Este valor es necesario para referir los datos de los análisis de laboratorio a un volumen de suelo a campo, para calcular la porosidad, determinar el volumen de agua para riego, etc.

2. Densidad real (δ_r)

2.1 Concepto

La δ_r se define como la densidad media de las partículas sin incluir el volumen de poros. Valores frecuentes de δ_r de algunas partículas del suelo:

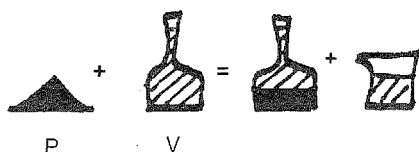
minerales de arcilla	2,00 - 2,65 Mg m ⁻³
cuarzo y feldespato	2,50 - 2,60 Mg m ⁻³
minerales con elementos metálicos pesados	4,90 - 5,30 Mg m ⁻³
materia orgánica	0,20 Mg m ⁻³

La δ_r o de partícula de un suelo es la resultante de la densidad de los componentes que lo constituyen. Valores de δ_r para distintos horizontes:

horizontes minerales	2,60 - 2,75 Mg m ⁻³
horizontes orgánicos	1,10 - 1,40 Mg m ⁻³
horizontes ricos en minerales pesados	2,75 Mg m ⁻³
horizontes de cenizas volcánicas	0,50 Mg m ⁻³

Se ha convenido en adoptar el valor de 2,65 Mg m⁻³ como la densidad de partícula para todos los suelos minerales. Se considera como el promedio aproximado de los minerales dominantes del suelo: cuarzo, feldespatos, micas y minerales arcillosos. Para un horizonte dado será prácticamente constante a lo largo del tiempo ya que no depende de la estructura del suelo y la composición de las partículas varía muy poco.

2.2 Medición: método del picnómetro



La δ_r del suelo se puede determinar pesando una muestra seca (P) y midiendo el volumen (V) de un líquido desplazado por la misma muestra, en un frasco volumétrico denominado picnómetro.

3. Densidad aparente (δ_{ap})

3.1 Concepto

La δ_{ap} se refiere al peso de una muestra seca en estufa, dividido por el volumen que ocupa la muestra a campo, con su ordenamiento natural. En este caso el volumen de poros es una parte del volumen medido. A continuación se presentan algunos valores:

horizonte arenoso	1,45 - 1,65 Mg m ⁻³
horizonte arcilloso c/estructura	1,05 - 1,10 Mg m ⁻³
horizonte arcilloso compactado	1,90 - 1,95 Mg m ⁻³
suelos de ceniza volcánica	0,85 Mg m ⁻³
suelo turboso	0,25 Mg m ⁻³
horizonte compactado	2,00 Mg m ⁻³

3.2 Factores que afectan la densidad aparente

La δ_{ap} del suelo depende de la δ_r o de partículas y de la ordenación de éstas en el espacio formando agregados. Varía con la textura, estado de agregación, materia orgánica (MO) y manejo del suelo.

3.2.1 Textura

Las partículas del tamaño de las arenas dejan entre sí poros más grandes que las fracciones finas, pero la porosidad total para un dado volumen es menor en suelos arenosos que arcillosos. Por lo tanto, los suelos arenosos presentan mayor δ_{ap} que los arcillosos:



suelos arcillosos: 1,0-1,3 Mg m⁻³
suelos arenosos: 1,2-1,6 Mg m⁻³

3.2.2 Estado de agregación

La δ_{ap} es menor en suelos estructurados, con agregados más chicos y adecuada distribución de poros. Como la δ_{ap} está relacionada con la estructura, es afectada por los mismos factores que ésta:

3.2.3 Materia orgánica

La materia orgánica reduce la δ_{ap} en dos sentidos: por su composición ya que tiene menor densidad y porque favorece la agregación de las partículas, aumentando la porosidad.

En el perfil la δ_{ap} aumenta con la profundidad al disminuir la materia orgánica y los estratos subsuperficiales sufren compactación por el peso de los superiores.

3.2.4 Manejo del suelo

El exceso de labores, el paso de maquinaria pesada, el pisoteo de los animales cuando el suelo está muy húmedo, producen la destrucción de la estructura y el aumento de la δ_{ap} .

Al destruir los agregados se reduce la porosidad total y el diámetro de los poros, lo que conduce a una disminución del drenaje por infiltración y permeabilidad. Al no entrar en el perfil el agua de lluvia se aprovecha menos, ya que una parte se pierde por evaporación o escurrimiento, aumentando el riesgo de erosión. Un suelo con menos agua y menos aire, tiene menor actividad biológica, se afecta la mineralización de la materia orgánica y la disponibilidad de los nutrientes. El diámetro de poros puede alcanzar un tamaño tan chico que impida la penetración radicular.

3.3 Aplicaciones de la densidad aparente

3.3.1 Evaluación de la densificación

Como se explicó existe una relación inversa entre δ_{ap} y porosidad.

El aumento de δ_{ap} aumenta la dureza de capas u horizontes.

La densificación puede tener origen antrópico (inducido) o natural (genético) y ser actual o relicto.

Origen antrópico

Como se mencionó anteriormente el exceso de labores destruye la estructura, entonces las partículas se orientan y forman costras superficiales que impiden la emergencia de las plántulas.

El uso reiterado del arado a profundidad constante provoca el piso de arado, que es una capa compactada producida por el apoyo del talón de la reja a la profundidad de la labor (10-15 cm). Es más frecuente en suelos de textura media a fina.

El paso de maquinaria pesada produce densificaciones en profundidad (hasta 80-90 cm), especialmente en suelos de texturas finas, entonces la masa radicular se desarrolla en la superficie.

Origen natural: (procesos pedogénéticos)

Son capas u horizontes que se encuentran cementados por algún componente. Cuando no se disgregan o solubilizan con agua se llaman duripanes: por ejemplo los horizontes petrocálcicos, petrogípsicos, petroférricos, etc. Cuando se ablandan en agua se llaman reversibles: por ejemplo los fragipanes.

Estas capas densas pueden deberse a procesos pedogénéticos actuales o pasados sobre los cuales se estableció luego el material que dio origen al suelo actual. La δ_{ap} de estas capas generalmente supera 2 Mg m^{-3} . La limitación es mayor cuanto más cerca están de la superficie.

La medición de la δ_{ap} no proporciona información acerca del tamaño ni la conexión de los poros, ni las fuerzas que dieron origen a una estructura específica, ni como responderá a una agresión externa. En cambio, permite inferir el riesgo de erosión, la circulación de agua y aire, propiedades de importancia en la fertilidad de los suelos.

3.3.2 Peso de la capa arable (PCA)

Es la cantidad de sólido en el volumen determinado por una hectárea de superficie y una profundidad dada (generalmente la profundidad de labor).

Para el cálculo del PCA se usa la siguiente fórmula:

$$\text{PCA} = \delta_{ap} \cdot E \cdot S$$

PCA: peso en Mg ha^{-1}

δ_{ap} : densidad aparente en Mg m^{-3} , equivale a g cm^{-3}

E: espesor o profundidad de la capa expresada en metros

S: superficie de 1 ha: 10.000 m^2

Ejemplo: El PCA de un suelo, a una profundidad de 0,20 m y con una δ_{ap} de $1,2 \text{ Mg m}^{-3}$, es de 2400 Mg ha^{-1} .

La cantidad de un nutriente disponible o la necesidad de aplicación de agroquímicos determinados en el laboratorio, se expresan como porcentaje o ppm en peso seco. El PCA es necesario para convertir estos datos a valores de campo.

3.3.3 Cálculo de la porosidad total o espacio poroso

La relación porcentual entre el volumen de huecos (ocupado por agua y aire) y el volumen total define la porosidad. Puede calcularse a partir de la δ_{ap} y la δ_r con la siguiente fórmula:

$$E_p: 100 (1 - \delta_{ap}/\delta_r)$$

donde

Ep: espacio poroso

δ_{ap} : Mg m⁻³

δ_r : Mg m⁻³

Valores de porosidad para algunos suelos:

Suelos arenosos: 35 a 40% de espacio poroso

Suelos de textura franco limosa a arcillo limosa: 40-60% de espacio poroso.

3.3.4 Lámina de riego

Lámina de riego es la cantidad de agua que debe aplicarse a un suelo para llevarlo desde un contenido de humedad inicial a otro final. Habitualmente el porcentaje de humedad se obtiene como el peso de agua en relación al peso de suelo seco, la densidad aparente transforma ese valor de humedad gravimétrica a términos de humedad volumétrica para calcular la lámina de riego.

3.3.5 Cálculo del espacio aéreo

El espacio poroso puede contener agua o aire. El espacio aéreo hace referencia al espacio con aire. Para una muestra dada se calcula como volumen de la porosidad total - volumen de los poros ocupados por agua.

3.4 Métodos de determinación de la densidad aparente

3.4.1 Método del cilindro

Se usa un cilindro con borde biselado exterior de volumen (V) conocido. Para obtener la muestra se introduce completamente en el horizonte a estudiar, para que el volumen de la muestra sea exactamente el del cilindro. El suelo del cilindro se seca y se pesa (P), con la relación P/V se obtiene la δ_{ap} .

Se pueden producir errores al insertar el cilindro por compactación cuando el suelo está muy seco o por cambio de volumen por hinchamiento cuando el suelo es arcilloso y está muy húmedo.

3.4.2 Método de la excavación o la bolsa de plástico

Se realiza una excavación de forma regular en la parte superior del horizonte, el material extraído se seca y pesa (P). Se determina el volumen de la excavación colocándolo sobre la misma una bolsa plástica que se llena con un volumen medido (V) de agua o arena. Es un método rápido que puede ser usado cuando no se requiere precisión.

3.4.3 Método del agregado o de la parafina

Se toma un agregado, se deja secar y se pesa (P), se reviste con parafina y se determina su volumen (V) por inmersión en un líquido. Este método debe usarse en horizontes con agregados estables, es más exacto que los anteriores pero consume tiempo. Da valores más altos de δ_{ap} porque no incluye el espacio poroso natural entre terrones y también porque el volumen medido corresponde a un terrón seco al aire, que para suelos que se expanden, puede ser menor que a la humedad de campo.

3.4.4 Métodos que usan radiaciones electromagnéticas

Una fuente de radiaciones (rayos X o gamma) de intensidad conocida genera una emisión que recorre un espacio dado dentro del suelo. Cuando la energía pasa a través de la materia (sólidos y líquidos del suelo) disminuye su intensidad en forma proporcional a la densidad de ésta. Un receptor registra la intensidad de llegada. El aparato se debe calibrar para cada suelo obteniéndose un gráfico que relaciona la intensidad medida con la δ_{ap} . Es un método caro, pero realiza la medición en la condición natural del suelo.

Bibliografía de apoyo

- BAVER L.D., W.H. GARDNER Y W.R. GARDNER, 1972. Física de Suelos. Ed. Hispanoamericano.
 ORTIZ VILLANUEVA B. Y C.A. ORTIZ SOLORIO, 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo.
 PORTA J. M., M. LOPEZ ACEVEDO Y C. ROQUERO, 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi Prensa.

COLOR, CONSISTENCIA, MOTEADOS Y CONCRECIONES

Temario

1. Color

- 1.1 Introducción
- 1.2 Determinantes
- 1.3 Origen
- 1.4 Significado
- 1.5 Medición

2. Consistencia

- 2.1 Introducción
- 2.2 Fuerzas de cohesión y adhesión
- 2.3 Plasticidad
- 2.4 Significado
- 2.5 Medición

3. Moteados

4. Concreciones

COLOR, CONSISTENCIA, MOTEADOS Y CONCRECIONES

Ings. Agrs. María Lamas y Gisela Moreno

OBJETIVOS

- Presentar los conocimientos que permiten caracterizar e interpretar el significado del color y la consistencia de los suelos.

1. Color

1.1 Introducción

Muchas veces se hace referencia a un suelo por su color: rojo, pardo, gris, negro, debido a que es la característica física más fácil de observar y reconocer.

El color puede ser heredado de la roca madre o ser el resultado de cambios producidos durante la génesis del perfil.

El color tiene poco efecto directo sobre el comportamiento del suelo: colores más oscuros absorben más energía radiante que los claros, tienden a ser más calientes, lo que favorecería la evaporación, sin embargo la cobertura vegetal y la MO que retiene humedad, pueden contrarrestar este efecto.

La importancia del color está en que permite evaluar tres parámetros: cantidad de MO, condiciones de drenaje y aireación, que están relacionadas con la fertilidad del suelo.

1.2 Determinantes del color

El color está dado por la naturaleza del material y la cantidad y estado de oxidación del hierro y la MO. Las partículas de mayor superficie específica (material coloidal: arcillas silicatadas, óxidos, MO) tienen más efecto sobre el color.

Los colores de los distintos componentes del suelo son:

Cuarzo: blanco, amarillo;

Calcita y eflorescencias de sales: blanco.

Minerales arcillo-silicatados: pardo, depende de su naturaleza y cantidad de revestimiento; feldespatos: con tintes rojizos. Los óxidos de hierro presentan distintos colores según su grado de hidratación: hematita: rojo; goetita: amarillo a rojizo; limonita: amarillo. Al estado reducido dan colores verde oliva o azul. Al aumentar la MO, los horizontes superiores cambian de pardo a pardo oscuro o negro.

1.3 Origen del color del suelo

El color del suelo se puede relacionar con el material originario, edad del mismo, clima, relieve y los procesos pedogenéticos.

En una zona climática, suelos derivados de distintos materiales pueden tener las mismas características de color e inversamente suelos de un mismo material madre pueden diferir cuando se desarrollan en climas diferentes.

Cuando el suelo es joven dominan los colores del material original: si son rocas ácidas serán claros, si son rocas básicas, oscuros. Al llegar a la madurez el color es consecuencia de las condiciones bioclimáticas: en regiones templadas, con suficiente agua predominan los colores oscuros y grises. En clima cálido y lluvioso: rojo y amarillo. En clima cálido y seco el color es claro con tintes rojos del material original.

El relieve también marca diferencias: las partes altas son más claras que las bajas, generalmente con mayor disponibilidad de agua.

En la mayoría de los casos los colores de los horizontes son el resultado de procesos pedogenéticos. El color puede ser uniforme o estar moteado, manchado, veteado o matizado con lenguas.

1.4 Significado del color

El color marca tendencias, los más claros indican presencia de cuarzo: material inerte. Colores más oscuros, con más MO, son más productivos. Suelos aireados con minerales más oxidados tienden al rojo o rojo brillante. La presencia de moteados de Fe y Mn indican inconvenientes al movimiento del agua. Cuando el drenaje es gravemente impedido los minerales se reducen y predominan los colores azul y verde.

Los colores claros también pueden deberse a pérdida de sustancias colorantes, que se depositan en horizontes subsuperficiales (Ej: podsoles).

Si se relacionara el color y la productividad, ésta seguiría el siguiente orden decreciente: negro, pardo, pardo ferruginoso, pardo gris, rojo, gris, amarillo, blanco.

El color se tuvo en cuenta en la clasificación rusa de suelos, por ejemplo: Chernozem (negro), Sierozem (gris), Krasnozem (rojo), Podsol (gris ceniciento).

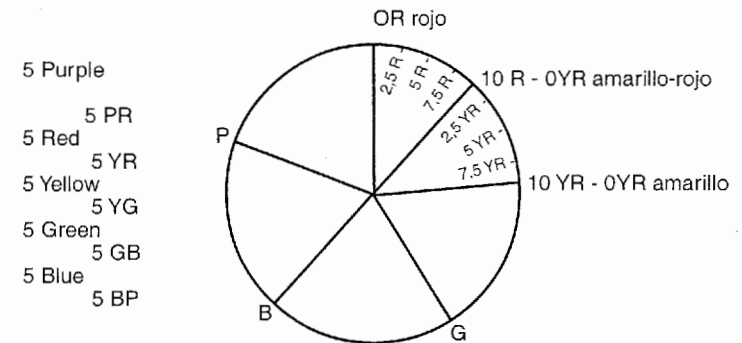
También en la Taxonomía de Suelos, algunos horizontes diagnóstico se designan por su color: álbico (blanco), ochrico (claro), úmbrico (oscuro).

1.5 Medición o determinación del color

Los colores del suelo se miden por comparación con la tabla de colores de Munsell. El color se caracteriza a través de tres parámetros: matiz, luminosidad e intensidad.

Cada hoja de la tabla de Munsell corresponde a un matiz.

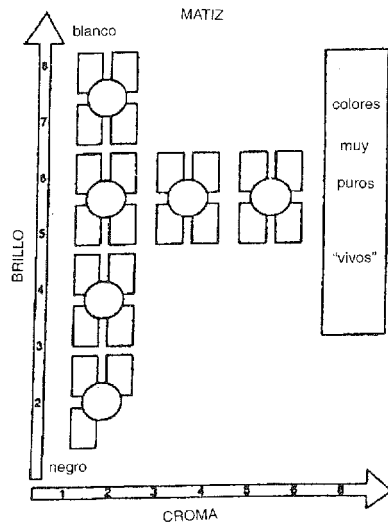
El matiz esta dado por la longitud de onda dominante en la radiación reflejada. Se presentan 5 colores principales y 5 intermedios por combinación de dos consecutivos:



Para cada color se establece una graduación de 0 a 10 de la siguiente forma: OR - 2,5 R - 5 R - 7,5 R - 10 R coincide con 0YR, etc.

Cada matiz presenta combinaciones por luminosidad e intensidad que en combinación dan todas las variantes.

En sentido vertical el matiz se combina con partes de negro y blanco para medir el grado de claridad u oscuridad. Esta variante se denomina brillo o luminosidad, se representa en números que expresan la proporción de luz reflejada:



El color se expresa con una fórmula, como sigue:

7,5 YR 4 / 2
matiz lum / int

Toda descripción del suelo va acompañada del color, se hace a campo, sobre la cara de terrones expuestos. El color varía en seco y húmedo, éste último es más oscuro porque absorbe más luz. Si la muestra se muele, el color puede resultar distinto al del terrón. Para cada zona hay una cartilla básica. En la Región Pampeana son comunes los colores 7,5 YR, 10 YR, etc.

2. Consistencia

2.1 Introducción

La consistencia es una propiedad mecánica del suelo que mide la respuesta de éste a la deformación y ruptura por fuerzas externas. Se debe a las fuerzas de atracción entre partículas (cohesión) y entre éstas y el agua (adhesión). Depende del contenido de humedad del suelo y de la cementación de las partículas sólidas, lo cual se relaciona con la textura, cantidad y naturaleza de los coloides orgánicos e inorgánicos.

Es una propiedad que afecta el crecimiento de las plantas y el momento para la realización de las labores. Se evalúa a través del grado de dureza, friabilidad, plasticidad y adherencia del material del suelo.

2.2 Fuerzas de cohesión y adhesión

En el gráfico se muestra la variación teórica de la consistencia en función

0= negro, 0% de luz reflejada (en la parte inf. de la hoja)

10= blanco, 100 % de luz reflejada (en la parte sup.)

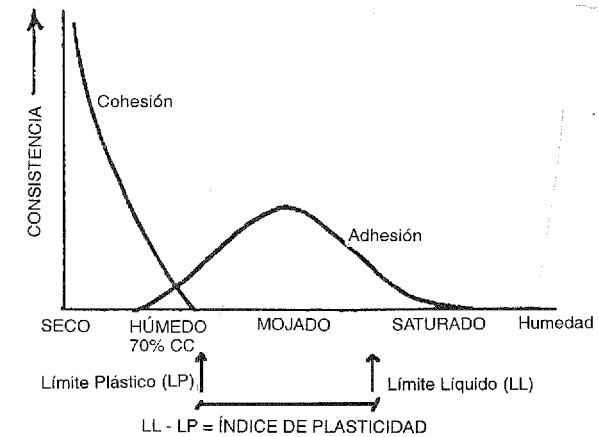
Los valores de luminosidad o brillo más altos en suelos pueden ser 8 a 9.

En sentido horizontal el matiz se combina con proporciones crecientes de derecha a izquierda, se llama intensidad o croma y representa pureza relativa de color del matiz.

A menor dominancia de gris, mayor pureza o intensidad de color, (generalmente no supera 8).

Luminosidad e intensidad representan el efecto de la MO y el estado de oxidación de los componentes del suelo.

del contenido de humedad para los suelos. Se representa a través de las fuerzas de cohesión y adhesión.



Las constantes de consistencia son: el límite líquido, el límite plástico y el índice de plasticidad. Esto significa que un suelo mojado, cuyo contenido de humedad es igual a la capacidad de campo o mayor, se puede describir por su adherencia, plasticidad y consistencia en condiciones de menor contenido de humedad.

Cohesión: es la atracción entre partículas sólidas debido a fuerzas de Van der Waals, atracción electrostática, puentes catiónicos, el efecto aglutinante de la MO y los óxidos de Fe.

Esta fuerza actúa en suelos secos donde las partículas están muy próximas. La cohesión es alta en suelos arcillosos debido a la gran superficie específica y será máxima si el suelo fue trabajado en húmedo permitiendo la orientación de los planos de las partículas. Al secarse el suelo se endurece y los terrones son difíciles de romper. En esas condiciones la consistencia será alta. Por el contrario un suelo arenoso seco presenta muy baja cohesión y consistencia debido a la poca superficie de contacto.

Adhesión: al aumentar el contenido de humedad, las moléculas de agua son atraídas y se orientan sobre las partículas, debilitando las fuerzas de cohesión.

A bajo contenido de humedad se forman meniscos que mantienen unidas las partículas por presión capilar. Si se presiona el material las películas de agua se reacomodan para mantener los gránulos unidos. Se dice que la masa del suelo es friable o fácil de desmenuzarse. En este estado la cohesión es mínima, los agregados son blandos, no afectan el crecimiento de las plantas y es la mejor situación para la labranza.

Al aumentar el contenido de humedad, aumenta el área de contacto partícula-agua hasta que a un contenido de humedad, la tensión se hace tan chica que no puede ser compensada por el mayor área de contacto, a partir de

allí la consistencia decrece. Esta disminución se debe al aumento del grosor de las películas de agua entre las partículas. Cuando el suelo está saturado la tensión superficial no se manifiesta, y las partículas pueden fluir.

Las arcillas tienen gran capacidad de adsorción de agua, varias capas se orientan y adhieren fuertemente a la superficie manteniendo las partículas unidas. A medida que aumenta el contenido de humedad, éstas son menos retenidas, entonces al hacer presión las partículas pueden desplazarse. Cuando cesa la fuerza conservan la forma, debido a la atracción por las capas de agua.

Esta posibilidad de cambiar la forma y conservarla cuando cesa la presión se llama plasticidad y no se manifiesta si no hay suficiente arcilla ($> 14\%$ de arcilla). Con más arcilla la curva de consistencia crece y se ensancha, comparada con un suelo arenoso.

Con contenidos de humedad superiores al de consistencia máxima, el agua es retenida menos fuertemente por las partículas y es atraída hacia la superficie de otros cuerpos. Por medio de estas películas de agua las partículas del suelo quedan adheridas a los objetos o las manos cuando se los trabaja.

Se puede ver en la curva de consistencia que presenta dos máximos y dos mínimos. La consistencia es mayor en el extremo seco, debido a la cohesión y nuevamente en la parte media del humedecimiento debido a la adhesión, esta es pequeña cuando el suelo está ligeramente húmedo (friable) o cuando está saturado. Estas relaciones son más marcadas en suelos con contenido importante de arcillas.

2.3 Plasticidad

La plasticidad del suelo es su capacidad para ser moldeado o deformado por la aplicación de una fuerza, y conservar su nueva forma cuando cesa esa fuerza. La elasticidad del suelo, contraria a la plasticidad, es la capacidad de éste, para recobrar su forma original cuando cesa la fuerza que lo deforma.

El grado de plasticidad de un suelo depende de su contenido y tipo de arcilla mineral (se estima un mínimo de 14 a 16% de arcilla para que el suelo sea plástico), de las proporciones de arena y limo y del contenido de materia orgánica, especialmente en estado coloidal; el contenido de humedad también es muy importante.

Para evaluar la plasticidad de un suelo se puede usar la técnica de los límites de Atterberg, quien estudió el intervalo de humedad en el que los suelos presentan propiedades plásticas y señaló tres valores:

- 1) El límite superior o líquido: corresponde a la cantidad de agua en que el suelo comienza a fluir bajo la acción de una fuerza aplicada.
- 2) El límite inferior o plástico: es la cantidad de agua mínima con la cual el suelo pasa de friable a plástico.
- 3) El índice o rango de plasticidad: es la diferencia entre los límites líquido y plástico.

La plasticidad es causada por las fuerzas asociadas con las películas de agua entre partículas de arcilla.

Los límites de Atterberg se ven modificados por el porcentaje y tipo de arcilla, catión de cambio y MO.

La arcilla eleva el límite plástico en la escala de humedad y aumenta el número de plasticidad.

Una montmorillonita saturada con Na tiene un alto índice de plasticidad debido a su gran capacidad de expansión y a que el Na es un catión altamente hidratable. La misma arcilla saturada con Ca tiene menor índice de plasticidad porque éste reprime la dilatación de la red cristalina y reduce la formación de capas interiores. También sistemas con Ca o Mg tienen límites plásticos mayores que los saturados con Na y K.

La MO aumenta los límites de plasticidad aunque casi no afecta el índice de plasticidad. La MO tiene alta capacidad de adsorción de agua, retarda la formación de películas alrededor de la partícula del mineral. Entonces el límite plástico se produce a un contenido de humedad relativamente alto. Después de formada la película casi toda la humedad adicional es empleada en aumentar el espesor de las películas hasta que fluye. La presencia de MO tiene poco efecto en este caso y no influye en grado significativo en el índice de plasticidad. El aumento de MO de los suelos extiende la zona de friabilidad posibilitando la labranza con mayor contenido de humedad.

2.4 Significado de la consistencia

Suelos con muy alta consistencia afectan el crecimiento de las raíces de las plantas. Si el suelo está duro y muy seco, se requiere mucho esfuerzo de la maquinaria, si está demasiado húmedo y pegajoso, las máquinas se estancan y el suelo se encharca dando una mala condición para la siembra.

En el límite plástico bajo el cual un suelo no puede deformarse sin que se desmenuce, es friable y se desarmen bien cuando se ara. Este valor es el más importante para la agricultura. En tanto que el límite líquido adquiere importancia en construcciones y para los suelos volcánicos por el peligro de deslizamientos de tierra.

2.5 Medición

La determinación a campo describiendo la consistencia a distintos grados de humedad: en seco, húmedo y mojado, se caracteriza por los siguientes parámetros: dureza, friabilidad, plasticidad y adhesividad. Para cada contenido de humedad se describe la intensidad del parámetro correspondiente.

Seco: se mide seco al aire y se observa si los agregados se desintegran con la mano, se evalúa fragilidad o dureza.

Húmedo o ligeramente mojado: entre seco al aire y capacidad de campo, evalúa la friabilidad.

Muy húmedo o mojado: con un contenido de humedad algo mayor que a capacidad de campo, se caracteriza por la adherencia y plasticidad.

Las arcillas en seco forman agregados muy duros, la arena poco cohesivos.

En húmedo la arena presenta cierta aglomeración y la arcilla húmeda es plástica y pegajosa, especialmente la montmorillonita.

Las texturas medias cambian poco con el contenido de humedad, en seco o húmedo son friables o ligeramente firmes, con agregados bien formados que pueden deformarse fácilmente, ligeramente pegajosos en húmedo pero sin alcanzar el mismo grado de arcillas.

La MO humificada, aporta ventajas ya que aumenta la plasticidad de los suelos arenosos y disminuye la adhesividad de los arcillosos.

En suelos cementados la consistencia es dura, generalmente no se altera o lo hace poco con el humedecimiento. Si la dureza persiste en condiciones húmedas, debe indicarse.

3. Moteados

Los **moteados** son el resultado de solubilizaciones de Fe y Mn en épocas húmedas y precipitación en épocas secas. Las manchas pueden producirse debido a la acumulación de CaCO_3 . El veteado se debe a la infiltración de materiales orgánicos y de óxidos procedentes de capas superiores. El matizado es debido a infiltraciones en el material madre totalmente temperizado.

4. Concreciones

Las **concreciones** son concentraciones de ciertas sustancias químicas endurecidas en forma de granos o nódulos de diverso color, tamaño y forma. Indican fenómenos de disolución y precipitación en el suelo, debido a repetidos humedecimientos y movimientos de agua en los perfiles, seguidos por desecación. Las más comunes son las concreciones de carbonato de calcio, hierro y manganeso.

Bibliografía de apoyo

- BAVER L.D., W.H. GARDNER Y W.R. GARDNER.** 1972. Física de Suelos. Ed. Hispanoamericana.
- GAVANDE S.A.** 1979. Física de Suelos. Ed. Limusa. México.
- FITZ PATRICK E.A.** 1996. Introducción a la ciencia de los suelos. Ed. Trillas. México.
- ORTIZ-VILLANUEVA B. Y C.A. ORTIZ SOLORIO.** 1990. Edafología. Universidad autónoma Chapingo. México.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. ROQUERO.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi Prensa.

PERFIL DEL SUELO

Temario

1. Introducción
2. Nomenclatura de horizontes y capas
 - 2.1 Horizontes principales y capas
 - 2.2 Horizontes de transición
3. Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales
4. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura
5. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina

PERFIL DEL SUELO

Prof. Nilda M. Arrigo

OBJETIVOS

- Capacitar al lector en la utilización de la nomenclatura para descripciones morfológicas.
- Aprender a describir los horizontes de un perfil.
- Internalizar el concepto de "Costo" en la formación del suelo.

1. Introducción

La formación y la evolución del suelo por influencia de los factores ecológicos, conducen a la diferenciación de estratos sucesivos más o menos paralelos a la superficie, de espesor y características variables como: textura, estructura, color (entre otras) que reciben el nombre de **horizontes** y el conjunto de horizontes se llama **perfil**.

El sustrato geológico, la roca madre, también llamada con frecuencia material de origen, al descomponerse suministra los elementos minerales presentes en el perfil, mientras que la vegetación da lugar a la formación de la materia orgánica. Los factores climáticos y biológicos provocan una transformación y una mezcla, más o menos completa, de estos elementos; por otra parte, las sustancias solubles o coloidales pueden desplazarse de un horizonte a otro; unos se empobrecen, otros se enriquecen. El conjunto de estos procesos es lo que conduce a la diferenciación entre horizontes y en consecuencia al desarrollo del perfil.

Los horizontes sucesivos están tanto más diferenciados cuanto más evolucionado es el perfil; su designación se realiza mediante las letras A, B (horizontes edafológicos) y C (material madre).

Los suelos jóvenes son muy superficiales, están muy próximos a la roca inicial: no se ha diferenciado aún horizonte alguno.

Los suelos poco evolucionados se caracterizan solamente por presentar una porción superficial rica en humus (horizonte A) que descansa sobre el horizonte C: el perfil es de tipo AC.

Cuando la evolución prosigue, se forma un horizonte resultante de la alteración de la roca madre, aunque pobre en materia orgánica: horizonte B; el perfil es entonces de tipo ABC. Los fenómenos de traslación y emigración de sustancias caracterizan los suelos más evolucionados. Los horizontes superiores se empobrecen en elementos finos o solubles, como consecuencia de

su arrastre por las aguas de infiltración (eluviación); se llaman horizontes eluviales o lavados y se designan con la letra A o E. Por el contrario, los horizontes inferiores están enriquecidos en elementos que provienen de la superficie: son los horizontes iluviales o de acumulación designados por la letra B. El perfil de tipo ABC corresponde al máximo grado de evolución.

2. Nomenclatura de horizontes y capas

La presente nomenclatura de horizontes y capas ha sido resumida de la versión de la Taxonomía de suelos, (Keys to Soil Taxonomy (1996), Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de EEUU), entre otros materiales en las cuales se basan en gran parte las Normas de Reconocimiento de Suelos de la Argentina.

La simbología no es totalmente nueva pues en varios aspectos ha sido tomada del Sistema de Clasificación de Suelos de FAO-UNESCO, habiéndose utilizado en el mapa de Suelos del Mundo.

2.1 Horizontes principales y capas

Los horizontes principales y capas se representan mediante las letras mayúsculas O, A, E, B, C y R. Estas letras constituyen los símbolos básicos a los cuales se agregan otros caracteres para completar las designaciones. La mayoría de los horizontes y capas se simbolizan con una sola letra mayúscula; mientras que otros exigen dos.

O: horizonte orgánico que se forma sobre la superficie de los suelos minerales, dominado por la materia orgánica sin descomponer o parcialmente descompuesta. En algunos casos puede presentarse enterrado.

A: Horizonte mineral (menos del 20% de materia orgánica), formado en superficie, o por debajo de un O. Su color oscuro se debe a que presenta acumulación de materia orgánica humificada. Puede perder componentes por eluviación (arcilla, hierro, aluminio o silicio), pero este proceso no es dominante. Se designa también A a cualquier horizonte superficial con modificaciones antrópicas.

E: Horizonte de eluviación o pérdida de arcilla, hierro, aluminio, sales o materia orgánica. Normalmente se ve aumentada la proporción de minerales resistentes del tamaño limo o arenas.

B: Horizonte de acumulación de arcilla, hierro, aluminio, sales o materia orgánica iluviada, en forma independiente o combinada.

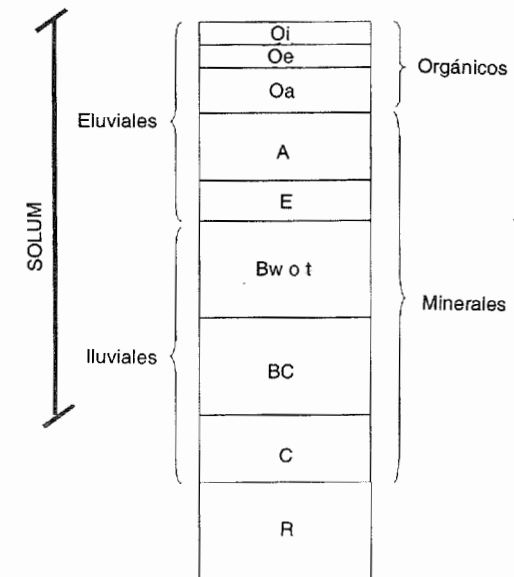
C: Horizonte o capa mineral similar al material original. Muy poco afectado por los procesos de pedogénesis, excepto hidromorfismo.

R: Manto rocoso consolidado subyacente.

Cuando hay discontinuidad entre Horizontes principales se anteponen números: ejemplo: 2R.

Los símbolos de muchos horizontes principales pueden llevar una o más letras minúsculas como sufijos y estos se deben colocar inmediatamente a continuación de la letra mayúscula que define al horizonte principal. Ejemplo: B₁; B_k; B_{tg}. Si un horizonte principal se subdivide se utilizan números arábigos manteniendo la letra del horizonte. Ejemplos: C₁ - C₂; C_{g1} - C_{g2}.

El esquema que se presenta a continuación es sólo con fines didácticos y no representa necesariamente la secuencia de horizontes de un perfil real de suelo.



2.2 Horizontes de transición

Existen dos clases de horizontes de transición:

- a) Horizontes dominados por propiedades de un horizonte principal pero con propiedades subordinadas de otro horizonte.

Para este caso se emplea como símbolo dos letras mayúsculas, como por ejemplo: AC, AB, EB, BE, o BC. En primer lugar se indica el símbolo del horizonte principal cuyas propiedades dominan en el horizonte de transición. Por ejemplo, un horizonte AB tiene características del horizonte A suprayacente y del horizonte B subyacente, pero es más parecido al A que al B.

En algunos casos, se puede indicar a un horizonte como de transición, aún cuando uno de los horizontes principales al cual es, aparentemente, transicional no se encuentre presente. Por ejemplo, se puede reconocer un horizonte BE en un suelo truncado si sus propiedades son similares a las de un horizonte BE de un suelo que no ha sufrido erosión. También puede reconocerse un horizonte AB o BA cuando la roca subyace al horizonte de transición.

b) Horizontes mezclados.

Las dos letras mayúsculas están separadas por una barra, como por ejemplo: A/B, E/B, B/C. El primer símbolo corresponde al horizonte que ocupa mayor volumen.

2.3 Relación entre el sistema de nomenclatura antiguo y actual

Sistema antiguo	Sistema actual
O	O
O ₁	Oi, Oe
O ₂	Oa, Oe
A	A
A ₁	A
A ₂	E
A ₃	AB o EB
AB	AB
A&B	A/B
AC	AC
B	B
B ₁	BA o BE
B&A	B/A
B ₂	B o Bw
B ₃	BC o CB
C	C
R	R

3. Diferencias subordinadas dentro de los horizontes principales

Para designar clases específicas de horizontes principales se utilizan letras minúsculas como sufijos. Los símbolos y sus significados son los siguientes:

Sistema Antiguo	Sistema Actual	
	a	Materia orgánica muy descompuesta < de 17 % de fibra reconocible
b	b	Horizonte enterrado
cn	c	Concreciones o nódulos de Fe, Al, Mn
	d	Restricción física de raíces
	e	Materia orgánica en grado intermedio de descomposición 17 fibras 40%
f	f	Suelo congelado
g	g	Gleización intensa
h	h	Acumulación iluvial de materia orgánica
	i	Materia orgánica ligeramente descompuesta fibras > 40%
ca	k	Acumulación de carbonatos de Ca y Mg
m	m	Cementación fuerte (irreversible)
na	n	Acumulación de sodio
	o	Acumulación residual de sesquióxidos
p	p	Perturbación por labranzas u otras alteraciones
si	q	Acumulación de sílice
r	r	Roca meteorizada o blanda
ir	s	Acumulación iluvial de sesquióxidos y materia orgánica
s	s	Presencia de silicatos
t	t	Acumulación de arcilla silicatada
	v	Plintita
	w	B color o estructural, escaso material iluvial
x	x	Fragipan
cs	y	Acumulación de yeso
sa	z	Acumulación de sales más solubles que el yeso

4. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura

PERFIL 1: Ap - E - B_{t1} - 2B_{t2} - 2B_{t3} - 2BC

PERFIL 2: Ap - B_{t1} - 2B_{t2} - 2 B_{t3} - 2 C₁ - 2 C₂ - R

PERFIL 3: Ap - B_{t1} - B_{t2} - BC - C - 2AB_b - 2 B_{t1b1} - 2 B_{t1b2} -

Es evidente que el suelo es la resultante de interacciones complejas y de un periodo importante de tiempo para alcanzar su climax.

La población casi en su totalidad reconoce que para vivir saludablemente, necesita agua y aire limpios. Pero muy pocos son concientes que su bienestar depende también de la salud de otro componente del ambiente: EL SUELO. El suelo es el soporte de la mayoría de nuestros alimentos. Tiene un amplio rol global ya que actúa como filtro del agua y el aire, intercambia gases con la atmósfera por lo tanto influye sobre el clima global, recibe desperdicios orgáni-

cos y recicla nutrientes para las plantas y retiene y descompone algunos residuos tóxicos

El suelo cumple un papel clave en el mundo, la economía y la estabilidad ambiental, por lo tanto es imprescindible conservarlo y utilizarlo de manera sostenible.

5. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina

- Suelos ubicados en lomas planas, suavemente onduladas de la provincia de Buenos Aires (Serie Peyrano): A_n (0-10 cm); A (17-23 cm); AB (23-34cm); B₁₁ (34-57 cm); B₁₂ (57-80 cm); BC (80-120 cm); C (+120 cm).
- Suelos ubicados en depresiones entre lomas y colinas, áreas anegables (Serie Zabala): E (0-10 cm); B₁₁ (10-55cm); B₁₂ (55-85 cm); BC (85-130 cm); C (+130 cm).
- Suelos ubicados en planos aluviales del arroyo Azul: A (0-25cm); C_{k1} (25-65 cm); C_{k2} (65-95 cm); C_{k3} (+95cm)
- Suelos ubicados en áreas planas y cóncavas de influencia marina y en sectores adyacentes al Río Colorado: A; 2B_i; 2BC_k
- Suelos ubicados en pendientes largas, terrazas bajas y áreas deprimidas (Serie Arroyo Juárez): A (0-20 cm); B_{1g1} (20-40 cm); B_{1g2} (40-70 cm).

Bibliografía de apoyo

Atlas de Suelos de la República Argentina. 1995. Edición en CD Función Argentina, INTA, Aeroterra S.A.

BARBERIS, L. 1968. Guía de reconocimiento de Suelos en Campaña. FAUBA.

BUOL-HOLE-Mc CRAKEN. 1991. Génesis y Clasificación de Suelos. Ed. Trillas, Méjico, pp: 417.

BRADY N.C. 1990. The Nature and Properties of Soils. Tenth edition, Macmillan Publishing Company, New York, Collier Macmillan Publishers, London, pp: 621.

GREGORICH, L.J. 1995. Introduction. [1-3] in D.F. Acton and L. Gregorich (eds.). The health of our soils-toward sustainable agriculture in Canada. Centre for Land and Biological Resources Research, Research Branch. Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa, Ont.

NIBORSKI, M.J. 1996. Reconocimiento y caracterización de suelos. Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos. FAUBA, pp:27.

PORTA J., M. LÓPEZ - ACEVEDO C, ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Prensa Madrid, pp: 807.

REICHART R.E., H.J. BUSTILLO 1994. Reconocimiento y Caracterización de Perfiles de Suelos. Programa para el Manejo de la Tierra y el Agua., SAGyP. Adaptado por el Ing. Agr. Mauricio J. Niborski, Material cedido por la Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos.

USDA. 1996. Keys to Soil Taxonomy. Soil Conservation Service, USA, pp:356.

Propiedades Físico-químicas del Suelo

Coloides del suelo

Intercambio de iones

Reacción del suelo

4