



Universidad Agraria de La Habana

“Fructuoso Rodríguez Pérez”

Facultad de Agronomía

Departamento de Riego Drenaje y Ciencias del Suelo.

Disciplina: Manejo de Suelo y Agua

Asignatura: Ciencias del Suelo

El Suelo y su Fertilidad

Coordinadores: Dr. Nelson J. Martín Alonso

Ing. José Luís Durán Álvarez

San José de Las Lajas

Provincia La Habana

2008

Prólogo.

El presente manual ***“El Suelo y su Fertilidad”*** se ha elaborado con el esfuerzo de todos los profesores e investigadores adjuntos que imparten esta disciplina. Se han elaborado 16 capítulos en forma secuencial que brindan los elementos básicos necesarios para que el ingeniero agroindustrial pueda valorar, clasificar y tomar las medidas de mejoramiento y conservación de los suelos logrando altas producciones de alimentos con buena calidad biológica sin afectar el recurso suelo en el marco agroecológico en que vive el hombre.

Son muchos los factores que se ponen en juego en el uso del suelo tanto de carácter físico, químico y biológico aunado a las dificultades y limitaciones que tiene nuestra agricultura desde el punto de vista objetivo como subjetivo, pero sabemos que el hombre nuevo que formamos con un carácter creador y revolucionario sabrá aplicar estos mínimos conocimientos que este colectivo de autores le trata de poner en sus manos.

Nuestro Estado Socialista ha hecho un esfuerzo en brindar los recursos necesarios para que este manual se edite, nuestro deber es cuidarlo y tomar los conocimientos que nos brinda para que lo apliquemos en una agricultura sustentable para el bien de nuestro pueblo.

Los autores.

Indice

	Pag.
<u>Prólogo.....</u>	<u>2</u>
<u>Capítulo No 1. Generalidades más importantes de las Ciencias del Suelo....</u>	<u>8</u>
Introducción.....	8
Generalidades sobre las ciencias del suelo. Ciencias que se encargan de su estudio.	8
Concepción genética del estudio de los suelos.....	10
Componentes principales del suelo y sus constituyentes.....	11
Relaciones volumétricas de los componentes.....	13
Importancia práctica de las relaciones volumétricas.....	14
Designación de los horizontes del suelo.....	17
Metodología de descripción de perfiles de suelo.....	18
<u>Capítulo No 2. Nociones de minerales, rocas y meteorización.....</u>	<u>19</u>
Introducción.....	19
Concepto de mineral.....	19
Algunas propiedades físicas de los minerales.	20
Algunas propiedades químicas de los minerales. Clasificación.....	25
Concepto de Roca.....	32
Distribución de las rocas en la corteza terrestre.....	37
Intemperismo o meteorización.....	38
Grupos, etapas o fases de la meteorización.....	48
Corteza de meteorización o corteza de intemperismo.....	51
Conclusiones.....	54
<u>Capítulo No 3. Los coloides minerales del suelo</u>	<u>55</u>
Introducción.....	55
Origen, estructura y cargas de los coloides minerales.....	55
Unidad estructural:.....	56
Estructura de los minerales caoliníticos.....	61
Aspectos químicos de los minerales caoliníticos.....	62
Propiedades de los minerales caoliníticos.....	63
Grupo de la Montmorillonita:.....	64
Principales propiedades de los sistemas coloidales y su importancia práctica en los suelos...	69
Importancia de los minerales secundarios de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio en los suelos.	72
Importancia del óxido de hierro (Fe ₂ O ₃) en los suelos.....	73

Influencia de los óxidos e hidróxidos de Fe en las propiedades de los suelos.....	79
Formas de hierro en los principales suelos de Cuba.....	83
Aluminio en suelos.....	84
Reacción de los hidróxidos de aluminio en los suelos.....	86
Conclusiones.....	88

Capítulo No 4. La materia orgánica del suelo 89

Introducción.....	89
La materia orgánica y las sostenibilidad de los agro ecosistemas	89
El humus: su composición y características.....	101
Influencia de la materia orgánica y del humus en las propiedades físicas, químicas y fisicoquímicas del suelo.....	110
Conclusiones:.....	118

Capítulo No 5. El complejo absorbente del suelo. 119

Introducción.....	119
El complejo absorbente del suelo y los complejos órgano - minerales.....	119
Doble capa difusa. Estructura y propiedades.....	133
Capacidad de intercambio catiónico.....	136
El pH del suelo: Fundamentos.....	139
Causas que modifican la reacción del suelo.....	146
Manejo de las propiedades del complejo adsorbente del suelo.....	155

Capítulo No 6 Propiedades Físicas de los Suelos 157

Introducción.....	157
Funciones de la física de suelo en el manejo del sistema suelo-agua-planta.....	157
Composición mecánica del suelo.....	158
Densidad del suelo y porosidad diferenciada.....	171
La consistencia de los suelos	175
Conclusiones	178

Capítulo No 7. El agua en el suelo y sus relaciones con las plantas.....179

Introducción.....	179
Importancia práctica del agua en el suelo.....	179
Las formas del agua en el suelo se determinan por el estado de agregación y por la interacción combinada entre las fases sólidas y gaseosas.....	181
Retención de agua por el suelo.....	181
Clasificaciones del estado del agua en el suelo.....	186
Dinámica del agua en el suelo, factores que lo regulan.....	195
El movimiento del agua en el suelo, factores que la determinan.....	199
Leyes que rigen el movimiento de la humedad en los suelos.....	206
Balance del agua en los suelos.....	208
El drenaje interno deficiente y la impermeabilidad de los suelos.....	211

Métodos de estudio del agua en el suelo.....	213
--	-----

Capítulo No 8. Condiciones de formación y leyes de distribución geográfica de los suelos. 216

Introducción.....	216
Esencia de la Formación de los Suelos.	216
Los Factores de Formación de los Suelos.....	217
El clima y la formación del suelo.....	224
Factor relieve en la Formación del suelo.....	229
El tiempo y el espacio como factor de formación del suelo.....	232
Papel del tiempo y el espacio en la formación de los suelos.....	233
La influencia antrópica en la formación de los suelos.....	234
División de los suelos por zonas geográficas.....	237
Regionalización geográfica de los suelos de Cuba.....	241
Tipos de suelos por regiones naturales de Cuba.	242
Conclusiones.....	244

Capítulo No 9. Procesos generales de formación de Suelo.....245

Introducción.....	245
Significado de los procesos de formación para la génesis, clasificación y cartografía de suelos	245
Definición general de los principales procesos de formación de los suelos (PFS).....	246
Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones (pedomorfismo) de la parte mineral del suelo.....	247
Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones (pedomorfismo) y acumulación de la parte orgánica del suelo.....	251
Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones y acumulación de los materiales minerales y orgánicos del suelo.....	252
Grupo de PFS en los cuales predomina la transformación y migración de los materiales orgánicos y minerales del suelo.....	256
Grupo de PFS donde tiene lugar la formación de panes endurecidos en el suelo.....	261

Capítulo No 10. Las Clasificaciones de Suelo.....264

Introducción.....	264
Concepto de Clasificación.....	264
Clasificaciones del Instituto de Suelos de la Academia de Ciencias de Cuba:.....	266
Nueva versión de Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. Tomado de Instituto de Suelos. MINAGRI. Ciudad de La Habana. 1995.	267
Las Características de Diagnóstico.....	269
- Definición de los Horizontes Principales de Diagnóstico.....	270
Definición de los horizontes normales de diagnóstico	275
Características de diagnóstico.....	280

Capítulo No 11. Estudio del nitrógeno, el fósforo y el potasio en el suelo 294

Importancia.....	294
Papel del nitrógeno en las plantas.....	295
Transformaciones del nitrógeno en la planta.....	297
El nitrógeno en el suelo.....	304
Posibilidades de variaciones del Nitrógeno en el suelo.....	307
Nitrificación.....	308
Balance del nitrógeno en el suelo.....	309
El ciclo del nitrógeno en el sistema planta, suelo, agua.	312
La fijación industrial. Uso de fertilizantes.....	318
Uso de biopreparados:	318
Ganancias del Nitrógeno. (Balance). Procesos reconocidos.....	319
Papel del fósforo en los organismos vivos (incluye plantas).....	321
Influencia del fósforo (P2 O5) en el desarrollo de las plantas.	323
Equilibrios de los fosfatos en el suelo.	331
Superficies adsorbentes:.....	333
Retención de fosfatos en suelos.....	334
Resumen:.....	339
El potasio en el suelo.....	340
El potasio en el suelo.....	345
Gradación:.....	348
Influencia de algunos factores sobre la accesibilidad del potasio introducido en el suelo.....	349
La adsorción físico - química:	351
La absorción incambiable (fijación).	353
Dinámica del Potasio en el Suelo.....	354

Capítulo No 12. Los macronutrientes secundarios, el calcio, el magnesio y el azufre.....356

Introducción.....	356
El Calcio.....	356
El Magnesio.....	360
El Azufre.....	363
Las relaciones intercatiónicas.....	367

Capítulo No 13. Los oligoelementos o microelementos.....371

Importancia.....	372
Funciones en las enzimas:.....	373
Papel individual de cada microelemento:.....	375
Por su sensibilidad se pueden dividir en:	387
Los micronutrientes y los animales.	388
Los microelementos y los problemas ambientales:.....	390
La contaminación de los suelos	392

Capítulo No 14. Fertilizantes y fertilización sustentable.....395

Introducción.....	395
Auge de los fertilizantes minerales y la revolución verde.....	395
La fertilización de los cultivos.....	398
Sustancias fertilizantes portadoras de elementos esenciales.....	402
Clasificación de los fertilizantes	402
Generalidades sobre fertilizantes	403
Leyes de los fertilizantes y manejo de la fertilización.	407
Manejo y aplicación de los fertilizantes.....	411
Estudio de los fertilizantes nitrogenados simples.....	413
Fertilizantes fosfatados.....	419
Fertilizantes potásicos simples.....	424
Fertilizantes de macroelementos secundarios.....	425
Fertilizantes portadores de micronutrientes.....	427
Los fertilizantes orgánicos.....	431
Conclusiones.	432

Capítulo No 15. Uso y manejo de los abonos orgánicos y abonos verdes.. 433

Introducción.	433
Los abonos orgánicos.....	434
Los indicadores de calidad de un abono orgánico están dados por:	437
Utilización de los abonos orgánicos. Cálculo de las cantidades a aplicar.....	444
Conceptos básicos para la producción de compost y su evaluación.....	447
Abonos Verdes. Uso y manejo en la agricultura.....	451
Fijación biológica del nitrógeno.	453
Producción de semillas de abonos verdes.....	456
Consideraciones finales.....	457

Bibliografía (Referida y Consultada).....458

Capítulo No 1. Generalidades más importantes de las Ciencias del Suelo.

Dr. Nelson J. Martín Alonso

Ing. Idaybis Abad Orta

Introducción

Uno de los recursos más importantes para la vida en nuestro planeta está dado por el suelo, ya que es el medio fundamental para la explotación agropecuaria y forestal. La producción de alimentos depende en un alto porcentaje del uso de los suelos. El suelo es un legado de la naturaleza, que cada día disminuye más, el fondo de tierras agrícolas como resultado de la urbanización, construcciones industriales, carreteras, vías férreas, aeropuertos, redes eléctricas de alta tensión, instalaciones sociales deportivas, militares, sumándose a esto las pérdidas por erosión, salinización, drenaje deficiente, acidez y baja fertilidad, empantanamiento, desertificación y prácticas incorrectas como son: tala indiscriminada de bosques, agricultura migratoria, latifundista y de transnacional.

Todo esto ocasiona que el per cápita sea cada vez menor. Actualmente el área cultivable es tan sólo el 11% de la superficie total terrestre.

Generalidades sobre las ciencias del suelo. Ciencias que se encargan de su estudio.

Pedología: Es la ciencia que se encarga del estudio de los suelos como fenómeno de ocurrencia natural, tomando en cuenta su composición, distribución, y método de formación. Es como todas las ciencias poseedora de un conjunto propio de principios, conceptos y metodología.

Edafología: Comprende el estudio de los suelos como recurso agrícola, es decir, su interacción con la producción agropecuaria.

Relaciones con otras Ciencias: La mayoría de las ciencias contribuyen al estudio de los suelos. Las ciencias básicas hacen una contribución unilateral y las ciencias biológicas, de la tierra, agricultura y otras tienen relaciones recíprocas. Debido a la asociación de

la pedología con otras ciencias, la terminología y conceptos son extensas y muy variadas. Figura 1.1.

Objeto e importancia práctica

El suelo es un objeto de trabajo y a su vez es un producto del trabajo del hombre, pues dependiendo de la forma en que se haya utilizado y conservado así tendrá o mantendrá sus principales propiedades. Constituyen un medio de producción y es un medio muy poderoso, pues se unen las dos fuentes de toda riqueza: la tierra y el hombre.

El suelo es la base de la producción agrícola, pecuaria y forestal, sin el primero no pueden existir los últimos, de sus propiedades dependerá el tipo de cultivo a implantar, el uso de las maquinas, riegos, fertilización y otros.

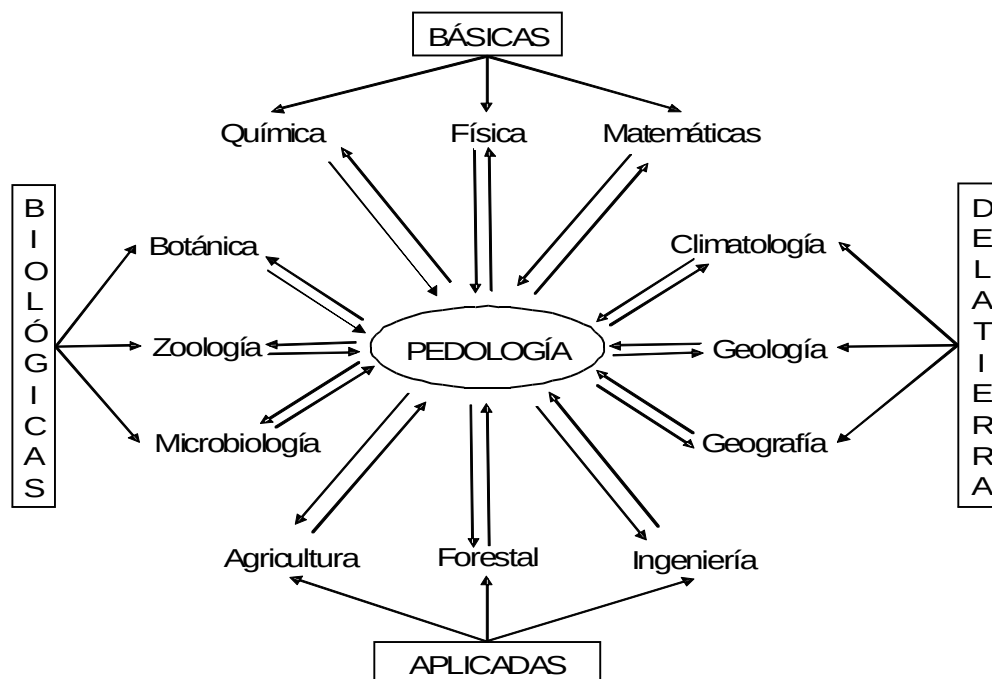
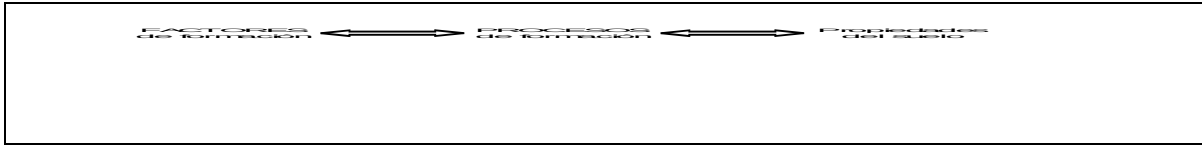


Figura 1.1. Relaciones de la Edafología con otras ciencias.

Concepción genética del estudio de los suelos.

Se fundamenta en la concepción de Dokuchaiev (El padre de las Ciencias del Suelo) que ha sido completada por pedólogos soviéticos y que establece que:



El origen del suelo esta determinado por el conjunto de fenómenos físicos, químicos, físico – químicos, biológicos y sociales que transcurren y determinan una u otra composición y características.

Durante la formación de suelo ocurren fenómenos muy diferentes y opuestos que determinan su existencia.

- Descomposición de minerales primarios, formación de minerales secundarios.
- Acumulación de residuos orgánicos y su descomposición con la formación de humus y otros compuestos.

Definición de suelo: Debe llamarse suelo a los horizontes externos de las rocas, transformadas naturalmente mediante la acción conjuntamente del aire, agua y distintas clases de organismos vivos y muertos. Es un cuerpo natural que posee profundidad, espesor y longitud (tridimensional), es un producto de la naturaleza resultado tanto de fuerzas constructivas como destructivas y que crea un habitat propicia para el desarrollo de las plantas económicas, existiendo una gran interrelación de sus diversos componentes.

Es un sistema integrado por tres fases y un grupo variable de constituyentes, que se encuentran en las capas superiores de la corteza terrestre y esta afectado por todas las esferas que componen el planeta tierra.

Atmósfera: Es la esfera más externa y extensa del planeta tierra. Sus elementos componentes determinan el clima.

Biosfera: Integrado por macro y microorganismos de origen animal o vegetal. Influyen en la formación del suelo tanto vivos como muertos, constituyen lo que se llama factor biológico. Se encuentra en la atmósfera, hidrosfera como en la litosfera.

Hidrosfera: Todos los estados en que se encuentra el agua son determinantes en la formación de los suelos.

Litosfera o corteza terrestre: Es la parte sólida del planeta, es la parte central e inferior, esta constituida por el magma que es un fluido viscoso de la cual se originan las rocas ígneas y a partir de estas las sedimentarias y de estas dos, las metamórficas: Las rocas son la base sustentadora a partir de las cuales se forman los suelos que ocupan la parte más externa de la corteza. La corteza terrestre se caracteriza por tener elevaciones y/o hendiduras lo que determina el relieve característico de una zona determinada y es otro de los factores que influyen en su formación y distribución. A la hora de analizar los suelos se hace obligatorio el estudio de los asentamientos humanos (ciudades, pueblos, aldeas, etc.) ya que la actividad productiva del hombre sobre el suelo es un factor de vital importancia en sus transformaciones.

Componentes principales del suelo y sus constituyentes.

El sistema suelo es trifásico. Sus fases son sólidas líquidas y gaseosa. Todos se encuentran interrelacionados entre sí, lo que determina que el sistema formado tenga características cuantitativas y cualitativas muy diferentes a cada uno de estos componentes por separado.

SISTEMA SUELO	FASES	⇒	SÓLIDA:	Materia Orgánica y Materia Mineral
		⇒	LIQUIDA:	Agua, disolución del suelo.
		⇒	GASEOSA:	Aire edáfico

Fase Sólida: Es la fase fundamental que regula y determina las otras dos fases. Esta integrada por materia mineral y materia orgánica.

Materia mineral, masa mineral o parte mineral: Constituida por diferentes fragmentos de rocas de variados tamaños y un número variable de minerales de variadas clases, orígenes y grado de descomposición.

Los fragmentos de mayor tamaño que pueden aparecer en los suelos son gravillas, gravas, piedras y fragmentos gruesos de rocas que afloran a la superficie. La textura gruesa está constituida por las arenas y una parte del limo y los finos están representados por las arcillas.

Los minerales secundarios más importantes del suelo son los que constituyen a las arcillas, destacándose: los aluminosilicatos alcalinos hidratados (caolinita, montmorillonita, illita, vermiculita, halloysita, micas hidratadas, clorita y alófana) óxidos e hidróxidos de Fe y Al, otros minerales como son: cloruros, sulfatos, nitratos, fosfatos, carbonatos y otros que también forman parte de la mineralogía secundaria.

Materia orgánica, masa orgánica o parte orgánica: Comprende todas las unidades orgánicas que se encuentran en los límites de la capa arable, es decir: residuos orgánicos en diversos grados de descomposición y por el HUMUS. Influyen y determinan muchas de las propiedades de los suelos, sirviendo de fuente de energía a los microorganismos del suelo. El humus está constituido por huminas, ácidos húmicos y fúlvicos. Los ácidos húmicos forman con los coloides arcillosos complejos órgano-minerales (complejos arcillas – humus) que determinan la capacidad reactiva de los suelos.

Fase Gaseosa: Integrado por varios gases que se encuentran en los suelos, siendo los más importantes el vapor de agua y los otros gases (oxígeno) que están en el aire edáfico se encuentra y se mueve en la macroporosidad del suelo, no es continuo y su cantidad total depende de varios factores edáficos, siendo los más importantes: el drenaje interno, el grado de compactación, textura del suelo y otros. En cuanto a su composición difiere del atmosférico en que posee mayor cantidad de vapor de agua y de CO₂ menor de O₂ e igual cantidad de N₂.

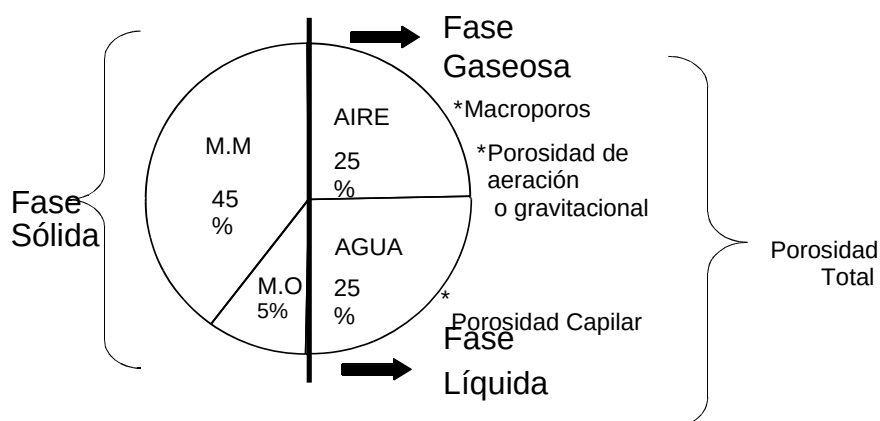
Composición del aire (%)	Edáfico	Atmosférico
Oxígeno (O ₂)	10,0 - 20,0	21,0
Nitrógeno (N ₂)	78,5 - 80	78,0
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,2 - 3,5	0,03
Vapor de agua H ₂ O	En saturación	Variable

Fase Líquida: Constituida por el agua del suelo y se encuentra en diversos estados, los más importantes son: la que esta retenida en los microporos del suelo y la que constituye la disolución o solución del suelo que tiene sales disueltas permitiendo así la nutrición mineral de las plantas. Es de suma importancia pues al interactuar con las otras fases permite la formación de la estructura, la consistencia, la densidad y determinan las propiedades hidrofísicas como son: permeabilidad, infiltración, evaporación y otros.

Tanto la fase líquida como la gaseosa se encuentran en la porosidad del suelo y son entre sí inversamente proporcionales.

Relaciones volumétricas de los componentes.

En un suelo ideal, en el primer horizonte mineral superficial las relaciones óptimas se presentan en la Figura 1.2.



$$PT = Paer + Pcap$$

Donde: **Paer** = Porosidad de aeración
PT = Porosidad Total
Pcap = Porosidad Capilar

Figura 1.2. Relación volumétrica óptima en el suelo. Tomado de Buckman y Brady (1967).

Importancia práctica de las relaciones volumétricas.

Por la cantidad de Materia mineral y Materia orgánica (M.O.) se conoce si el suelo es mineral u orgánico.

- Suelo mineral: Se clasifican así si poseen menos del 20% de M.O. La gran mayoría de los suelos en Cuba poseen de 3 a 5 % de M.O.
- Suelo orgánico: Son los que poseen más del 20% de M.O.
- Por las relaciones de porosidad de aeración y la porosidad capilar en relación a la porosidad total se reconoce la eficiencia del drenaje interno del suelo.

El aire y el agua en el suelo dependen uno de otro. Un suelo posee óptimas condiciones de aeración si la porosidad de aeración (P.A.) se encuentra entre $\frac{1}{3}$ y $\frac{1}{2}$ de la porosidad total (P.T.). Si la P. A. es menor a $\frac{1}{3}$ de la P.T. tiene excesiva cantidad de agua y si P.A. es mayor de $\frac{1}{2}$ el suelo tiene deficiente cantidad de agua y se produce déficit hídrico. Figura 1.3.

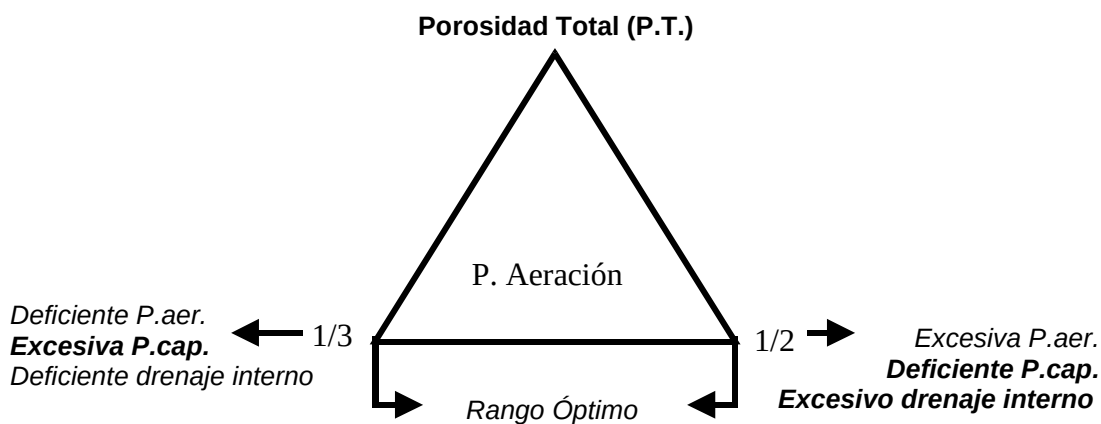


Figura 1.3. Relación de la porosidad total, capilar y de aeración

Suelos Minerales: Todos son en mayor o menor medida productivos, son los más abundantes en el planeta, se caracterizan por poseer materia orgánica aproximadamente en un 5%. Si es menor de un 3% es baja y se necesita hacerle aplicaciones de enmiendas orgánicas. Cuando en estos suelos disminuye la cantidad de nutrientes se dice que están empobrecidos. Cuando en el suelo existen cantidades de nutrientes que son capaces de nutrir la planta, se dice que posee buena fertilidad. Los nutrientes más importantes son: N, P, K, Ca, Mg, S y Fe (macronutrientes); Fe, Ca, Zn, Mo, Mn y B (micronutrientes). Son beneficiosos el Cl, Co, Si, I, Va y Na. Todos estos elementos son tomados por la planta desde la disolución del suelo donde se encuentran en forma soluble. Cuando se enmiendan los suelos empobrecidos se les denomina a este proceso fertilización y puede ser orgánica o mineral. Al proceso de enmendar un suelo ácido se le denomina encalado, por aplicársele cal (enmienda mineral) Lo más importante para la protección y conservación de los suelos es siempre mantenerlos protegidos con cultivos o vegetación. Los suelos desnudos se destruyen.

Suelos Orgánicos: Son los suelos donde se encuentran grandes cantidades de residuos orgánicos. Contienen generalmente más de un 20% de materia orgánica y cuando es mayor del 50% se les llama TURBA y forman los pantanos o ciénegas que se origina por una hidromorfía permanente o de profundidad.

En Cuba predominan las ciénegas costeras aunque se forman también en áreas pequeñas internas. Las ciénegas más importantes del país son: Ciénega de Zapata (en la Península de Zapata, sur de Matanzas), Costa Sur de la Habana, Oeste de Pinar del Río, en Cárdenas (Matanzas), en la desembocadura del Río Cauto (Granma) y en la Ciénega de Lanier en la Isla de la Juventud.

Estos no son suelos agrícolas y constituyen una protección al efecto de la salinidad que pueda provocar el mar y son además una reserva de carbono.

El perfil del suelo y sus horizontes: Al corte transversal que se hace en el suelo para el estudio se llama perfil y está integrado por horizontes.

Debido a la naturaleza misma del suelo el contraste entre los horizontes puede ser marcado y evidente en algunos casos y en otros no observarse cambios notables en cuanto a su color.

Su secuencia también varía así como su profundidad. La mayoría de los horizontes son continuos pero puede existir discontinuidad. En distancias mayores los horizontes pueden variar en sentido lateral e incluso con propiedades distintas.

La disimilitud de las tasas de cambio en los horizontes es otra característica importante del suelo, ya que no sólo varían en sentido vertical sino también lateral, lo que es debido a movimientos en la superficie (dependen del relieve).

El suelo es un cuerpo tridimensional que cambia no sólo en espacio sino también en el tiempo, por ello, el suelo es un continuo que varía en el espacio y el tiempo. En la Figura 1.4 se muestra que el suelo es tridimensional. Los horizontes varían en espesor, profundidad y lateralmente.

Los suelos pueden alcanzar determinada profundidad en función de los factores que le dan origen y para su estudio es necesario hacer una cala o calicata donde se puedan valorar los diferentes horizontes que presente el perfil que se valora. Los suelos varían lateralmente y en superficie puede encontrarse variabilidad en sus propiedades y estos pueden modificarse en el tiempo en función de la actividad de los agentes del intemperismo.

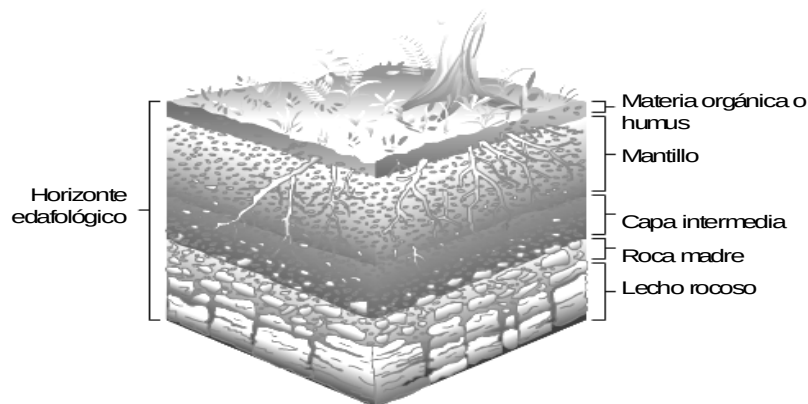


Figura 1.4. Perfil tridimensional. Tomado de COMARNA (1994).

Designación de los horizontes del suelo.

Un suelo se caracteriza cuando se describen y definen las propiedades de sus horizontes. Para determinar las relaciones entre los horizontes de un perfil y comparar estos, se utilizan descripciones morfológicas y resultados analíticos.

Las designaciones de los horizontes constituyen un elemento en la definición de las unidades de suelo y en la descripción de perfiles representativos. Los símbolos que se utilizan son:

Letras mayúsculas: H, O, A, B, C y R. Indican los horizontes maestros o tipos dominantes en los diferentes suelos.

Letras minúsculas: Se les usa como sufijos para calificar las desviaciones existentes en los horizontes principales y también pueden ser utilizados números.

La materia orgánica de los horizontes A está bien descompuesta y distribuida. Tiene colores más oscuros que los horizontes subyacentes, exceptuando en los climas cálidos y áridos los que pueden ser más claros que los inferiores.

Horizontes transicionales: Se combinan las propiedades de dos horizontes maestros están indicadas por combinaciones de dos letras mayúsculas: AB, BC,

Metodología de descripción de perfiles de suelo.

Se fundamenta en el método morfológico que no es más que la descripción de los caracteres morfológicos del suelo que comprende y estudia la constitución del suelo que incluye color, textura, estructura y otras.

La descripción de Perfiles de suelos no es más que el inventario, es la primera etapa en la clasificación de suelos, la segunda etapa la constituye la toma de muestras (ambos son trabajo de campo) para la realización de los análisis y de forma cuantitativa llega a la clasificación.

Para las descripciones y posterior clasificación se debe realizar:

- I. Informaciones generales acerca de la superficie o área de trabajo.
- II. Información general acerca del suelo.
- III. Breve descripción del perfil.
- IV. Descripción de los horizontes del suelo.
- V. Toma de muestras. Análisis. Resultados analíticos. Evaluación.
- VI. Características interpretadas del suelo.

..

Capítulo No 2. Nociones de minerales, rocas y meteorización.

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc Carmen Alonso Martín

Introducción.

Los suelos en sus primeros estadios de formación están constituidos por tipos de minerales, en diferentes estados, tamaños y por diversos tipos de minerales, en diferentes estados de descomposición y/o fracturación. Si en un suelo predominan los minerales primarios se puede plantear que es un suelo joven, pero en la medida que predominan los minerales secundarios indica mayor grado de edafización y por ello suelos más viejos y con menos minerales heredados de la roca original o madre.

Concepto de mineral.

Es un compuesto natural que se caracteriza por poseer propiedades físicas y químicas determinadas, siendo sus rasgos más importantes la estructura cristalina que poseen. Generalmente son sólidos y forman parte de la corteza terrestre. Su composición química puede ser expresada por una fórmula química. Tanto las propiedades químicas como las físicas tienden a ser fijas y para determinados minerales varían dentro de

Por su origen: los minerales pueden ser  Primarios
Secundarios

estrechos límites.

Primarios: Son los que se forman mediante el proceso de solidificación del magma. Son magmáticos. Ej. feldespatos, micas, plagioclasas, etc. Se encuentran en rocas ígneas.

En Pedología se les llaman minerales primarios a cualquier mineral que se encuentra formando parte de las rocas formadoras o material pétreo subyacente en los suelos.

Secundarios: Se forman a partir de los primarios y se pueden originar por los procesos de meteorización y o de metamorfismo.

Ej: Por meteorización. Minerales arcillosos (montmorillonita, caolinita)

Minerales carbonatados: Calcita (CaCO_3)

Minerales sulfatados: Yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

Por metamorfismo: Serpentina.

Los minerales secundarios originales por meteorización dan lugar a la formación de las rocas sedimentarias y los de metamorfismos a las rocas metamórficas.

Los minerales son importantes en el estudio de los suelos, pues indica su grado de transformación y de madurez.

Algunas propiedades físicas de los minerales.

Para la identificación de los minerales por sus propiedades físicas se utilizan generalmente tablas de clasificación y dependerán estas clasificaciones de la experiencia y el grado de pericia que posea quien lo va a realizar.

Algunas propiedades son:

-Estructura cristalina	-Partición	-Brillo	-Tenacidad
-Color	-Fractura	-Peso específico	-Tacto
-Exfoliación	-Dureza	-Raya (porcelana)	-Olor

Estructura Cristalina: A cada mineral le corresponde una estructura o forma cristalina que es fija o que varía dentro de límites fijos. En casos excepcionales se observa los cristales a simple vista. Generalmente se determinan por métodos ópticos.

Color: Primera propiedad que se aprecia en los minerales, es constante en algunos, variable en otros. Al determinar o describir el color se necesita tener en cuenta:

- ☐ La clase de luz empleada (natural o artificial).
- ☐ Grado de humedad del mineral (si está seco o mojado).

Por su origen: Se distinguen 3 tipos de coloraciones:

- ☐ Idiocromatismo: Son coloreados con un color constante debido a su estructura interna.

Ej:	Magnetita →	Negro	Azufre →	Amarillo
	Redomita →	Rosa	Cinabrio →	Rojo
	Azurita →	Azul	Clorita →	Verde
	Cuarzo Amatista →	Violeta	Zafiro →	Azul

- ❑ Alocromatismo: (Color extraño) Minerales que no siempre presentan el color característico de su sustancia componente. Dependen también de la reflexión y refracción de la luz.

Ej:	Cuarzo: Cristal de roca →	Incoloro
	(SiO ₂) Amatista →	Violeta
	Blenda →	Gris blanco amarillento.
	(SZn) →	Pardo

- ❑ Seudocromatismo: Se presenta en minerales transparentes crea un “juego de colores” determinado por la interferencia de la luz incidente, debido a la reflexión en las superficies internas de las hendiduras de clivaje, a veces en la superficie de algunas inclusiones Ej. Labradorita.

Para los colores existe una guía de tonos de color por W. Ostwald.

Transparencia o Diafanidad: Relativa capacidad que tienen los minerales de dejar pasar la luz a su través. Se reconocen tres grados: Opacidad, Translucidez y Transparencia.

- ❑ Opacidad: No dejan pasar la luz ni por sus bordes ni en láminas muy delgadas Ej. grafito.
- ❑ Translucidez: Transmiten algo de luz pero los objetos no pueden ser observados a través de ellos. Ej. Calcedonia.
- ❑ Transparentes: Transmiten la luz. Permiten observar el contorno de objetos a su través. Ej. Cristal de roca (sin cuarzo).

Algunos minerales pueden ser subtranslúcidos y subtransparentes.

- ❑ Doble refracción: Cuando mirando a su través los objetos se ven dobles Ej. Espato calizo o espato de Islandia.

La birrefringencia hay que observarlas por aparatos de polarización.

Dicroísmo y Pleocroísmo: Algunos cristales transparentes aparecen coloreados diferentemente según las direcciones en que se miren; este fenómeno guarda relación con la absorción de determinadas longitudes de ondas de la luz. Se denomina:

Dicroísmo: doble coloración.

Pleocroísmo: cuando se aprecian varios colores

Brillo o lustre: Es una propiedad óptica relacionada con la reflexión y refracción de la luz. El aspecto general de la superficie de un mineral cuando se refleja la luz se conoce con el nombre de brillo, que depende muy poco del color del mineral.

De acuerdo a la cantidad de rayos que refleja existen tres grados:

- Lustre esplendente o brillante: Cuando se refleja la mayor cantidad de rayos.
- Lustre apagado o débil: Refleja una parte de los rayos.
- Lustre mate: Aún cuando refleja cierto brillo no refleja los rayos.

Clases de lustre: Metálico. Ej. Cobre, galenas, pirita.

No metálico	Grasoso →	grafito, talco.
	Sedoso →	asbesto, yeso.
	Perlado →	calcita, yeso, talco.
	Adamantino →	diamante, azufre
	Vítreo →	cristal de roca.

Pátina: Se le llaman así a la pequeña y delgada película sobre algunos minerales como resultado de su exposición al aire y que les confiere un aspecto distinto del que se observa en las superficies recientes de fracturas.

Raya: Es el color que se observa al frotar un mineral sobre una porcelana sin vidriar (en las cápsulas de porcelana, es su fondo externo). Este color no siempre es igual al del mineral. Los minerales con alta dureza se consideran que no tienen raya. Es una propiedad que debe ser cuidadosamente observada cuando se trate de identificar un mineral.

Dureza: Es la resistencia relativa de los minerales a ser rayados en su superficie. Se utiliza la Escala de Dureza de Mohs.

1. Talco	3. Calcita	5. Apatito	7. Cuarzo	9. Corindón
2. Yeso	4. Fluorita	6. Ortosa.	8. Topacio	10. Diamante.

Se utilizan los lápices de dureza.

Se pueden utilizar aproximadamente:

- Uña → hasta dureza de 2 ½.
- Moneda de cobre → 3 ½.
- Vidrio ordinario o navaja → hasta 5 ½.
- Cristal de cuarzo → de 5 ½ hasta 7.

Exfoliación: Es la propiedad que tienen algunos minerales de dividirse o hendirse según superficies relacionadas con su estructura. De acuerdo con su sistema de cristalización la exfoliación puede ser:

- . Cúbica.
- . Octaédrica.
- . Tetraédrica
- . Romboédrica
- . Basal.

Por el grado de perfección pueden ser:

- . Perfecta → micas y cloritas.
- . Buena → calcita, galena, halita.
- . Mediana → feldespatos, hornblenda.
- . Imperfecta → apatito, azufre nativo.

Partición: Ciertos minerales, cuando están sujetos a tensión o presión desarrollan planos de divisibilidad estructural a lo largo de los cuales pueden a la vez romperse.

Cuando se rompen por los planos se dice que el mineral tiene partición. Es una propiedad parecida a la exfoliación, pero se diferencia en que no sigue un mismo plano. Puede producirse por planos de debilidad estructural como resultado del maclado, a tensiones desarrolladas después de la formación del mineral o inclusiones orientadas. Ej. Partición octaédrica: Magnetita.

Fractura: Comprende todas las superficies de rotura que no sean planos de exfoliación o de partición. Tipos:

- Concoidea: Superficies lisas y curvas como la cara interior de una concha → Obsidiana. Cuarzo.
- Astillosa: Parecen astillas o fibras → Pectolita.
- Irregular o desigual → Granito.
- Lisa: Irregularidades pequeñas, casi planas → Caliza litográfica.
- Terrosa → Parecido a la tierra.

Tenacidad: Es la resistencia que un mineral opone a ser partido, roto, molido, doblado o desgarrado. Las clases son:

- Frágil: Cuarzo y pirita.
- Maleable: Se dejan reducir a láminas: Oro, plata, cobre y platino.
- Séctil: Se deja cortar: Yeso
- Dúctil: Se deja reducir a hilos: Plata, cobre.
- Elástico: Micas
- Flexible: Yeso.
- Plástico: Arcillas.

Peso específico: Es la relación que existe entre su peso en el aire y su peso de un volumen igual de agua. Hay que tener en cuenta la temperatura. Se determina por:

a) En una balanza: Se pesa primero el mineral en el aire y después dentro de agua, se calcula por:

$$PE = \frac{P_1}{P_1 - P_2}$$

Donde: _

P_1 = peso en el aire

P_2 = peso dentro del agua

b) En el picnómetro.

El peso específico de un mineral depende de dos factores:

- 1) La clase de átomos de que está compuesto.
- 2) La manera de empaquetamiento de los átomos.

Ej: Diamante → empaquetamiento compacto	PE = 3.5 g/cm ³
Grafito → empaquetamiento menos denso	PE = 2.2 g/cm ³
Olivino → Forsterita Mg ₂ SiO ₄	PE = 3.18 g/cm ³ .
→ Fayalita Fe ₂ SiO ₄	PE = 4.14 g/cm ³ .

Algunas propiedades químicas de los minerales. Clasificación.

Las propiedades químicas están determinadas por la composición de los minerales y su clasificación estará dada por sus componentes. Divisiones en clases de Dana.

1. Elementos.
2. Sulfuros, telenuros y arseniuros.
3. Sulfosales.
4. Óxidos e hidróxidos.
5. Sales haloideas.
6. Carbonatos, nitratos y boratos.
7. Sulfatos.
8. Cromatos, fosfatos, arseniats y vanadatos.

9. Turgetatos y molibdatos.

10. Silicatos.

1. Elementos: Se presentan libres como minerales, los más importantes son: Au, Ag, Cu, Pt, As, Sb, S y C (como diamante y como grafito) no forman rocas ni suelos.

2. Sulfuros, Telenuros, Arseniuros: Son menos importantes, no forman rocas ni suelos.

Ej: Argentita Ag_2S , Pirita FeS_2 , Cinabrio HgS , Cobaltita CoAsS y Calaverita AuTe_2

3. Sufosales: No intervienen en la formación de suelo.

Ej: Polibasita: $\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ y Pronstita: Ag_3AsS_3 .

4. Óxidos e hidróxidos: Clase muy importante desde el punto de vista de formación de los suelos.

I. Cuarzo SiO_2 .

II. Hematita Fe_2O_3 .

III. Hidróxido férrico $\text{Fe}(\text{OH})_3$

IV. Limonita $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

V. Goethita FeOOH ó HFeO_2

VI. Gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$.

VII. Bauxita.

VIII. Diáspora HAlO_2 ó AlOOH

IX. Hidrargilita $\text{Al}(\text{OH})_3$

X. Alumogel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

XI. Pirolusita MnO_2

El primero es un óxido de sílice, del II al VI son óxidos de Fe, del VII al X son óxidos de Al y el XI es un óxido de Mn. Estos óxidos tienen una incidencia muy marcada en las propiedades de los suelos.

Oxidos de Silicio.

I. Cuarzo - SiO_2 . Se encuentra en casi todas las rocas, exceptuando en las calizas muy puras y en las ígneas muy básicas y metamórficas. En suelos es un mineral común y se presenta principalmente como granos individuales irregulares. Generalmente se origina del material original. Es muy resistente a la meteorización y en la medida que avanza la meteorización, llega un momento en que el suelo puede tener más cuarzo que los materiales de los que proviene, pero si el que se encuentra tiene un radio menor de $50 \mu\text{m}$ pueden ser desaparecidos del suelo, fundamentalmente en regiones tropicales con abundante lluvia. En Cuba se encuentran en suelos arenosos, ante todo en Pinar del Río y la Isla de la Juventud.

En su relación con el mundo orgánico se pueden observar que en algunas plantas sirve para darle firmeza y rigidez a los tallos, ej: Bambú, espigas de cereales, y las algas diatomeas. En los animales, constituyen su esqueleto con la sílice, los radiolarios y algunas esponjas.

Óxidos de Hierro.

II. Hematita Fe_2O_3 . Es raro en rocas ígneas, pero es común como mineral secundario en rocas metamórficas y sedimentarias.

En suelos aparece como granos submicroscópicos y es un mineral secundario que se forma como resultado de la alteración de otros minerales que contienen hierro. Es un constituyente común de la matriz del suelo en regiones tropicales y subtropicales húmedos, dándole colores rojizos. En otros suelos puede encontrarse como mineral heredado de los materiales originales y no adquirido durante el proceso de

edafización. Se pueden encontrar en cortezas de intemperismo y en minerales arcillosos.

III. Hidróxido férrico $\text{Fe}(\text{OH})_3$: Es un producto de alteración de muchos minerales de Fe formando masas amorfas, granuladas y revestimientos. En suelos, es muy común, en particular, en las etapas tempranas de la meteorización y edafización. Forman revestimientos sobre gránulos minerales y se puede encontrar en la matriz del horizonte medio de muchos Podsoles y también en los pantanos. Cuando cristaliza pasa a goethita y hematita.

IV Limonita $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ó $2(\text{FeOOH})$ ó $2(\text{HFe}_2\text{O}_2)$. Es un término general usado para la descripción de campo de los óxidos de hierro hidratados cuya identidad exacta no se puede determinar en esas condiciones. Se le puede considerar un gel de hierro. Colorean las arcillas con tonalidades amarillentas a rojizo amarillentas. Su presencia en el suelo indica lento movimiento del agua.

V. Goethita FeOOH ó HFeO_2 . Es un producto de meteorización y de recristalización y su forma en rocas y en suelos es muy similar. En suelos se forman por la cristalización lenta de los hidróxido de hierro en la matriz o puede crecer como cristales sobre diversas superficies, provienen de las aguas de infiltración que contienen disueltos compuestos de hierro. Cuando se cristalizan pasan a hematita, pueden encontrarse en suelos Ferralíticos Cuarcíticos y Ferralíticos Amarillentos.

Óxidos de Aluminio.

VI. Gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$. Generalmente aparece como un producto de meteorización en suelos, se encuentra en suelos fuertemente edafizado de zonas tropicales y subtropicales húmedos. Se pueden encontrar en algunas concreciones. En los suelos donde se encuentran aparece en los horizontes inferiores ya que en los superiores ha predominado la formación de la caolinita.

VII. Bauxita: Es una mezcla de óxidos de aluminio hidratados resultante de la meteorización de feldespato y feldespatoïdes bajo condiciones ambientales excepcionales.

VIII. Diásporo HAIO_2 ó AlOOH : Se puede encontrar en yacimientos de bauxitas y lateritas, en zonas hidrotermales y en arcillas de los trópicos.

IX. Hidrargilita $\text{Al}(\text{OH})_3$. Pueden encontrarse en los suelos tropicales muy edafizados.

X. Alumogel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$: Pueden encontrarse en los suelos tropicales muy edafizados.

Oxidos de manganeso

XI. Pirolusita MnO_2 Es un producto de alteración. En suelos es amorfo y se encuentra en zonas húmedas. Puede estar asociado a concreciones y puede servir como cementante. Imparte color negro. En algunos Vertisoles ocurre como revestimientos y crecimientos dendríticos en concreciones de CaCO_3 pudiendo así mismo presentarse en forma de partículas finas embebidos en la matrix.

5 Sales Haloideas. Son minerales de composición química sencilla. Incoloros o teñidos accidentalmente, de escasa dureza, casi siempre solubles en agua y salinas. Formadas por cristales por evaporación en mares o lagos salados o como producto de sublimación de volcanes.

I. Halita o Sal Gema. NaCl . Se encuentra en suelos salinos de origen marino y en zonas áridas y semiáridas. Es una causa de contaminación ambiental.

II. Silvina, KCl . Se utiliza en la fabricación de fertilizantes potásicos, es un mejorador de suelos salinos ya que el K^+ desplaza al Na^+ del complejo absorbente del suelo.

6. Oxisales. Carbonatos, Nitratos, Boratos, Sulfatos.

Carbonatos: Calcita CaCO_3 , Siderita FeCO_3 , Dolomita $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$, Magnesita MgCO_3 , Rodocrosita MnCO_3 , Magnesita MgCO_3 y Trona $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2$.

- Calcita: Es el mineral fundamental de la roca caliza (Sedimentaria) y del mármol (metamórfica). Es muy común en suelos y tiene una diversidad de formas. Efervece con el HCl al 10% se encuentra fundamentalmente en suelos jóvenes formados a partir de varios minerales, carbonatos (caliza, marga calcárea, arenisca calcárea) o en las zonas de depósito de los materiales transportados durante la erosión.

- Dolomita: Efervece con HCL al 10% caliente, aparece asociado a la calcita, se usa como fertilizante.
- Magnesita: Se encuentran en áreas de serpentinita, en depósitos sedimentarios de reemplazamientos de las calizas. Se usa como material aislante y en suelos como mejorador (aporte de Mg).

Nitratos.

- Nitratina, Nitro de Chile (NaNO_3).
- Salitre, Nitrato potásico (KNO).
- Nitratina, nitro de Chile o nitrato de sodio (NaNO_3): Cuando el material que contiene de un 25-30% NaNO_3 se llama CALICHE. Se utiliza en la industria de fertilizantes. Es un índice de salinidad en los suelos. Se encuentra en las zonas áridas del Norte de Chile.
- Salitre, Nitratina o nitrato de potasio: No es higroscópico. Se utiliza como fertilizante y en la fabricación de pólvora. Típico de regiones áridas.

Boratos. Son usados en la fabricación de fertilizantes se encuentran en suelos salinos de regiones volcánicas.

7. Oxisales: Sulfatos, Cromatos y Molibdatos.

Sulfatos. Yeso $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Epsomita $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, Anhidrita CaSO_4 , Baritina BaSO_4 . Estos son los más importantes. Se utilizan como mejorador de suelos salinos (Yeso), en la fabricación de fertilizantes, cemento, pigmentos, esmaltes, porcelanas y para embaldosar.

8. Fosfatos, Arseniats y Vanadatos.

Apatito: $\text{Ca}_5 (\text{F, Cl, OH}) (\text{PO}_4)_3$: Se utiliza en la fabricación de fertilizantes fosfóricos.

9. Silicatos.

Se encuentran en todos los tipos de rocas, por tanto pueden ser primarios y secundarios. Junto al cuarzo constituyen el 95% de la corteza terrestre. El Si y los O forman tetraedros.

Las clases principales de silicatos son:

Clase 1. Tetraedros independientes. Ortosilicatos. SiO_4

Olivino: $(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$

Zircón ZnSiO_4

Fayalita Fe_2SiO_4

Larnita Ca_2SiO_4

Clase 2. Tetraedros dobles. Pirosilicatos Si_2O_7 .

Hemimorfita $\text{Zn}_4 \text{Si}_2\text{O}_7 (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Clase 3. Estructuras en anillos. Metasilicatos Si_nO_{3n} .

Berilo: $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$.

Clase 4. Estructuras en cadenas. Metasilicatos. SiO_3 , Si_4O_{11}

Piroxenos: Augita $\text{Ca} (\text{Mg, Fe, Al}) (\text{Al, Si})_2 \text{O}_6$.

Jadeita $\text{Na AlSi}_2\text{O}_6$

Anfíboles: Hornablenda: $\text{Ca}_4\text{Na}_2(\text{Mg, Fe, Al, Ti})_6\text{Si}_{12}\text{O}_{44} (\text{OOH})_4$.

Clase 5. Estructura en capas. Disilicatos Si_4O_{10} .

Caolinita $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10} (\text{OH})_8$

Montmorillonita $\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20} (\text{OH})_4 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

Illita $\text{K}_4 (\text{Al}_4 \text{Fe}_4 \text{Mg}_4 \text{Mg}_6) \text{Si}_{16} \text{O}_{48} (\text{OH})_4$

Clase 6. Redes tridimensionales SiO_2

Feldespatos: Ortosa KAlSi_3O_8

Microclina KAlSi_3O_8

Albita $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Anortita $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Feldespatoides: Leucita KAlSi_2O_6

Nefelina (NaK) $(\text{Al}, \text{Si})_2 \text{O}_4$.

Zeolitas: Chabasita $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_7 \text{Al}_{12} (\text{AlSi})_2 \text{Si}_{26}\text{O}_{80} 40 \text{H}_2\text{O}$

Concepto de Roca

Son grandes unidades las que componen la corteza terrestre y que están constituidas por uno o varios minerales. La fusión de estos minerales no es casual, responden a leyes determinando la estructura de la corteza terrestre o litosfera, son sólidos; por su estructura y procesos de formación pueden estar caracterizados o no, presentan diversos grados de resistencia a la acción del agua y ácidos y una gran gama de colores y formas. Su descomposición da lugar a la liberación de una gran cantidad de elementos que sirven de nutrientes a las plantas, animales y al hombre. Figura 2.1.

Clasificación de las rocas de acuerdo a su origen:

- Rocas ígneas: Se conocen con los siguientes nombres: Magmáticas eruptivas, volcánicas y plutónicas. Se forman durante los procesos de solidificación del magma.
 - Magma: Se le llama así a la masa fluida que se encuentra en el interior de la tierra (por debajo de la corteza terrestre) que está constituida por mezclas de silicatos, óxidos, gases y aguas magmáticas que están sometidas a altas temperaturas. Cuando este fluido se vierte en la superficie de la corteza terrestre se llama lava saliendo generalmente por los volcanes.
 - Corteza terrestre o litosfera: Casco rocoso que forma parte de la Geosfera que es la parte sólida del planeta.

- Solidificación del magma: Proceso mediante el cual el magma pasa del estado fluido (fusión) al estado sólido, depende de dos factores principales: La velocidad del enfriamiento y de su composición.

Cuando la velocidad de enfriamiento es lenta y ocurre en el interior de la corteza terrestre, las rocas formadas son cristalinas y reciben el nombre de intrusivas o plutónicas (de Plutón, Dios romano de las profundidades terrestres). Si se forman en la superficie, producto de una erupción volcánica se llaman: extrusivas, efusivas o volcanógenas, como en estas rocas el enfriamiento es rápido, son generalmente amorfas, no son cristalinas.

Las Rocas Ígneas se clasifican por su composición química, principalmente por la cantidad de silicatos y de cuarzo, de ahí que puedan ser:

- Ácidas: > 65% de cuarzo y silicatos Ej. Granitos, granodioritas.
- Medias: De 50 a 65% de silicatos y cuarzo. Ej. Dioritas, pórfidos dioríticos, andesitas, diabasas, tobas.
- : Básicas 40-52% de SiO_4 y SiO_2 . Ej. Gabros y basaltos.
- Ultrabásicas: <40% de SiO_4 y SiO_2 : Peridotita, anfibolita, piroxenita, etc.

Ej: Rocas Ígneas Intrusivas: Granito, diorita, gabro.

Rocas Ígneas Extrusivas: Basalto, riolita, andesita, toba.

Rocas Sedimentarias:

Son las que se originan por el depósito y posterior modificación de materiales minerales sedimentados en la superficie de materiales terrestre o en el fondo de océanos, lagos, lagunas, ríos, etc.

Los fenómenos que dan lugar a estas rocas son los siguientes:

1. Meteorización o intemperismo
2. Transporte.
3. Sedimentación o deposición.

4. Diagénesis.

Se originan a partir de cualquier roca preexistente que pase por algunos de los procesos anteriores.

Por su formación pueden ser:

- Detríticas o clásticas: son productos de la desintegración mecánica de otras rocas. Conservan la misma composición química que las rocas que le dieron origen.

Ej: Cantos rodados, gravas, guijarros, cascajos, conglomerados y arenas.

- Químicas: Producto de la descomposición química de los minerales preexistentes, dan lugar a otros nuevos o secundarios. Pueden dar productos solubles y productos insolubles. Si se solubilizan no forman nuevas formas rocosas. Pueden ser:

- Carbonatadas: Calizas y dolomitas.
- Silícicas.
- Ferruginosas.
- Haloideas.
- Sulfáticas.
- Organógenas: Se forman a partir de depósitos orgánicos. Ej: Calizas (conchas y moluscos), Diatomita o trípoli (Caparazones silíceos diatomeas), Carbonatos minerales: Turba, Lignito, Hulla y Antracita).
- Mixtas:
 - Margas
 - Areniscas calcáreas.
 - Areniscas silíceas.
 - Arenas carbonatadas.

- Rocas Metamórficas:

Se originan por un proceso de metamorfismo que está dado por altas temperaturas y altas presiones que provocan cambios físico – químico en rocas preexistentes. Todas estas rocas son cristalinas y tienen estructura morfológica laminar o en capas. Figura 2.2.

Principales rocas metamórficas:

- Serpentinita
- Esquistos
- Mármol.

Ejemplo de rocas preexistentes que al pasar por el metamorfismo se convierten en rocas metamórficas:

Roca Ígnea --- Se convierte en – Roca metamórfica.

Granito, de grano grueso – Gneis.

Granito de grano fino – Esquistos y serpentina.

Gabro -- Esquistos y serpentina.

Peridotita -- Serpentinita.

Roca Sedimentaria – Se convierte en --- Rocas metamórficas:

Caliza – Mármol.

Arcilla – Esquisto, pizarra.

Conglomerado – Gneis.

Arenisca – Cuarzítica.

- Reconocimiento de las rocas

Las rocas se pueden presentar: cristalizadas, a veces se observan a simple vista, son macizas, duras o no reaccionan al HCL 10% – Son Rocas Ígneas.

-Si las Rocas Ígneas se presentan como material vítreo, ligeras, son las Rocas Ígneas Volcánicas.

-Las Rocas Ígneas no poseen fósiles ni se presentan en capas.

-Las Rocas sedimentarias pueden ser poco coherentes o friables, presentan fragmentos o granos, están estratificadas y son menos duras que las rocas Ígneas.

- Las Rocas Sedimentarias pueden contener fósiles.
- Las Rocas Sedimentarias pueden presentarse estratificadas.
- Las Rocas Metamórficas siempre presentan cristales, los minerales están orientados y les dan una estratificación o láminas. De rareza contienen fósiles.

Distribución de las rocas en la corteza terrestre.

Superficie: Rocas Igneas + Rocas Metamórficas = 25%

Rocas Sedimentarias = 75%

Volumen: Rocas Igneas = 95%

Rocas Sedimentarias = 5%

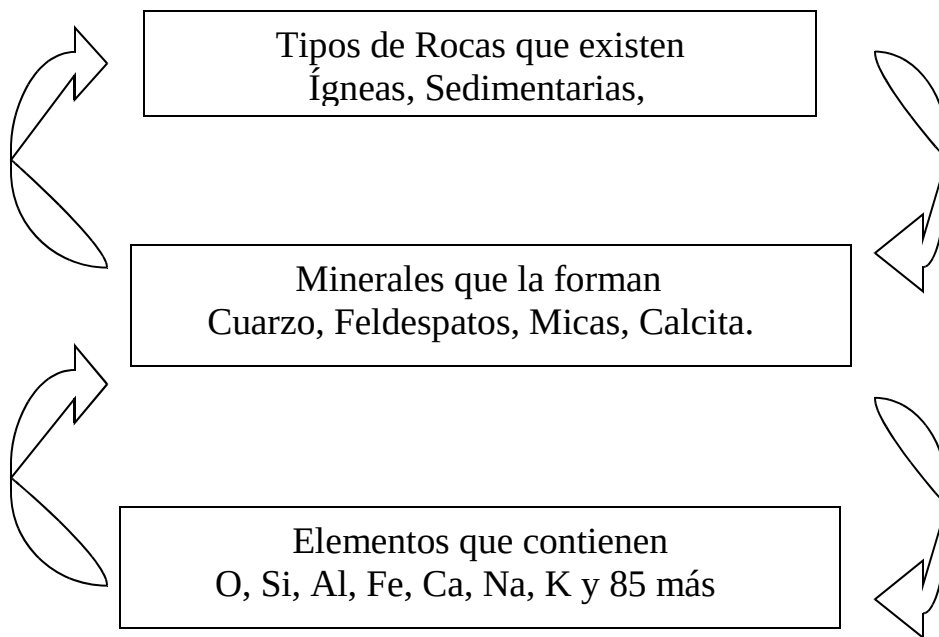


Figura 2.1. Esquema de la composición de las rocas. Tomado de Febles, J.M. y Durán, J.L. (1988).

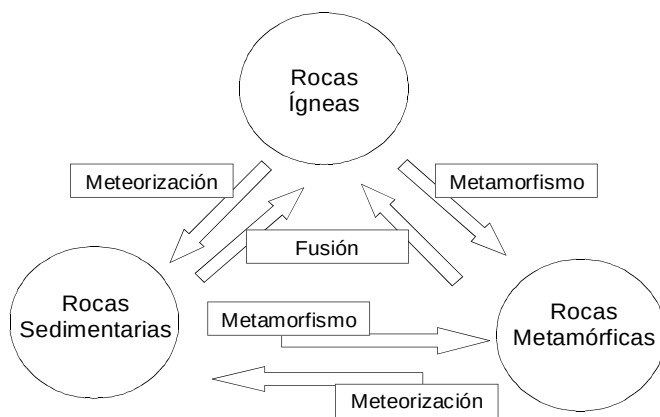


Figura 2.2. Esquema del ciclo de las rocas. Tomado de Febles, J.M. y Durán, J.L. (1988).

Principales rocas formadoras de suelos.

La roca más abundante de Cuba es la caliza y a partir de ellas se pueden formar los suelos de los Agrupamientos Ferralíticos, Fersialíticos, Pardos, Húmicos, Vertisuelos y Gley.

En importancia le sigue la roca serpentinita que puede dar lugar a los suelos de los Agrupamientos Ferríticos y Fersialíticos.

La marga calcárea constituyen el material de origen de los suelos Húmicos, los esquistos cuarcíticos de los suelos Ferralíticos, y las arenas calcáreas a los suelos Pardos Sialíticos.

Intemperismo o meteorización

En la corteza terrestre están actuando siempre las esferas limítrofes como son: La atmósfera, la biosfera, y la hidrosfera sobre la litosfera, los que originan movimientos de

partículas elementales que constituyen su superficie, dando lugar a procesos destructivos, acumulativos o mixtos.

Uno de los factores que más influye en este proceso externo de la corteza terrestre lo constituye el clima que es la condición promedio de la atmósfera de un punto o una región de la superficie terrestre calculada teniendo en consideración la temperatura, la presión, los vientos y las precipitaciones.

Los principales factores que determinan los procesos exógenos son.

- a) Energía solar.
- b) Envoltura gaseosa. (O₂ libre, CO₂ y otros)
- c) Del agua (mares, ríos, agua subterránea)
- d) Energía bioquímica (proveniente de organismos vivos).

El proceso elemental o primario que crea las condiciones iniciales (desagregación y descomposición de las rocas) lo constituye el proceso de meteorización o intemperismo.

Concepto de meteorización o intemperismo.

Son los procesos, físicos, químicos y biológicos que desagregan y descomponen las rocas en la superficie de la corteza terrestre

En la superficie de la corteza terrestre, donde tiene lugar una intensa acción recíproca de las rocas, la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, en estas condiciones las rocas sufren naturales y variadas alteraciones en su composición estructural.

Las rocas pueden desagregarse en fragmentos de tamaños diferentes y hasta en los minerales individuales que las integran. En otros casos se observa una transformación radical de minerales y rocas por acción química, donde se forman minerales nuevos.

Clasificación de la meteorización.

Meteorización Física.

- Acción de las temperaturas.

- Acción de hielo y glaciares.
- Acción del viento.
- Acción de las lluvias
- Acción de las sales.
- Acción de la pendiente.
- Acción de las aguas superficiales.

Meteorización Química.

- Oxidación – reducción.
- Hidratación.
- Hidrólisis.
- Disolución.
- Carbonatación.

Meteorización Biológica.

- Acción de animales y plantas.
- Acción del hombre.

Meteorización Física. Llevan a la desintegración o desagregación de los diversos materiales que componen las rocas. No se produce alteración físico química de los minerales que lo integran y entre los principales mecanismos se encuentran:

a) Meteorización térmica. Se produce por las oscilaciones de temperatura y de calor (dependen de la radiación solar) que provocan rupturas porque las rocas tienen diferentes coeficientes de dilatación. Las dilataciones y posteriormente la contracción provocan fisuras y así se desintegran.

Influyen también la composición de los minerales y su color, en la absorción de calor. Los minerales modificados (Oscuros) silicatos ferromagnésicos absorben más calor que los álbricos (claros) que son silicatos aluminos-alcalinos (feldespatos); esto

determina la rapidez en la desintegración. Si las rocas poseen minerales claros y oscuros se favorecen las oscilaciones caloríficas y se desintegran más rápidamente.

b) Acción de los hielos. En los países fríos la acción del hielo es importante. El agua en estado líquido penetra por fisuras, grietas y poros y cuando se congela aumenta su volumen en un 10% y desarrolla una fuerza considerable que es capaz de expansionarse y alcanzar un valor de 2100 Kg/cm^2 a -22° C . La repetición provoca rupturas.

c) Acción del viento. Su acción es abrasiva y desprende pequeñas partículas que por saltación o en el seno del aire actúan como proyectiles sobre la corteza de la roca.

d) Acción de las lluvias. Al caer la gota sobre la superficie tiene un efecto golpeante y un efecto horadante (actúan como proyectiles) desagregando las rocas.

e) Acción de las sales. Las sales disueltas penetran en los poros y fisuras, cuando el agua se evapora las sales se precipitan. Cuando vuelve a ocurrir su rehidratación que puede ser también por higroscopicidad, aumenta su volumen y con ello ejercen una tensión y dilatan, por ello se rompen y se ensanchan las fisuras. La repetición desintegra las rocas.

f) Acción de la pendiente. Influye en los procesos erosivos y de arrastre. Cuando alcanza altas velocidades el escurrimiento, las rocas ruedan, chocan unas con otras y mecánicamente se fraccionan (coluvial).

g) Acción de las aguas en movimiento. Ya sean de ríos, lagos, lagunas, mares, las rocas ruedan, chocan, saltan y se parten. Estos fenómenos las desintegran.

h) Acción del tamaño de los cristales. A mayor diámetro mayor velocidad de desintegración. En las rocas sedimentarias influye también el tamaño de los granos.

i) Acción de las raíces. Físicamente destruyen las rocas ya que al penetrar por las fisuras van rompiendo y desintegrando el material. También tienen importancia las hormigas, roedores y las lombrices.

Meteorización Química.

Con este nombre se agrupan los procesos de descomposición de los minerales de las rocas. Se produce siempre por la acción del agua, y se transforman todos o casi todos los minerales constitutivos de las rocas, los que dan lugar a minerales arcillosos u otros minerales secundarios.

En la meteorización química se cumple la ley de la estabilidad de los minerales que plantea “un mineral es estable siempre y cuando predominen las mismas condiciones que le dieron origen, si estas condiciones cambian, cambian también los minerales, por lo tanto los minerales nuevos formados han de ser estables en las condiciones superficiales de la corteza terrestre. Se caracteriza por los siguientes procesos:

- 1- Oxidación – Reducción: Se produce por el aumento o disminución de las valencias de los diferentes elementos químicos que poseen cargas variables entre ellos: Fe, Mn, Ni, y otros. En los minerales de las rocas se produce por la adición o sustracción de O₂ que se origina del aire atmosférico (21% de O₂ tiene la atmósfera) o del agua edáfica.

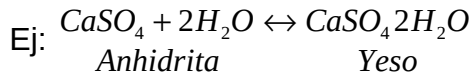
Un ejemplo típico es la interacción del O₂ y el H₂O en los sulfuros (que se formaron en un medio reductor), la reacción es la siguiente:



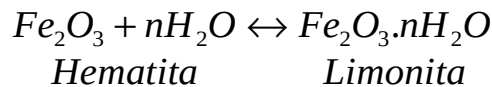
- Los procesos de reducción ocurren en la superficie expuesta de las rocas situadas sobre el nivel estático de las aguas subterráneas, donde existen grietas, fisuras o poros que permiten la penetración del aire y soluciones acuosas que contengan O₂ libre disuelto.
- A esta zona se le denomina zona de oxidación y el contenido cuantitativo del oxígeno en el medio potencial de oxidación dependiendo éste de la composición de las rocas, porosidad, agrietamiento, profundidad e intensidad de circulación de aguas y gases.

Si el medio estuviera sobresaturado de agua, agua estancada como en los pantanos, predominarían condiciones de reducción y éste al pasar a un estado de oxidación provoca la precipitación del hierro.

2. Hidratación: Es el proceso de absorción de agua por los minerales. Es un proceso reversible. El agua asimilada puede ser desprendida del mineral sólo mediante la temperatura (sólo es posible a t° superior es a 400 °C).



- En este proceso de hidratación de la anhidrita se produce un marcado aumento de volumen que se traduce en una considerable acción mecánica sobre las rocas encajantes y provoca alteraciones locales en la pila del yeso y anhidrita. En estos casos tiene lugar una combinación de la meteorización química que da origen a minerales nuevos, más estables en la zona superficial y de la meteorización mecánica, relacionada con el aumento de volumen.



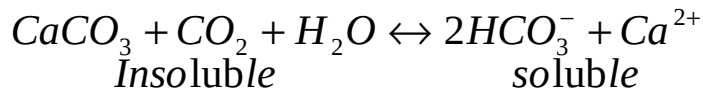
La Limonita es más estable que la Hematita.

- La hidratación es un fenómeno típico de los procesos químicos del intemperismo y juega un rol esencial en la hipergénesis o formación de los productos del intemperismo: cortezas del intemperismo.

3. Disolución e hidrólisis. Se produce por la acción combinada del agua y el dióxido de carbono. El agua es un compuesto activo que en mayor o menor grado presenta estados iónicos de disociación como son la formación de H_2O^+ y H_2O^- (H^+ y OH^-).

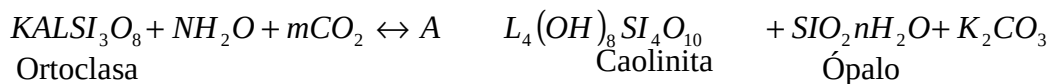
- Si el papel principal lo ejerce el H^+ a mayor concentración de H^+ mayor intemperismo químico. Además esta concentración $[\text{H}^+]$ es directamente proporcional a la temperatura, a 30 °C el grado de disociación del agua es casi el doble del de 0 °C.

- Otro factor que aumenta la capacidad de disociación del H^+ es la presencia de CO_2 . Si se alcanza la saturación del CO_2 del agua, aumenta 300 veces más su concentración hidrogeniónica normal.
- Otro tipo clásico de disolución se ejemplifica por la acción del agua agresiva (que tiene CO_2) sobre las calizas:

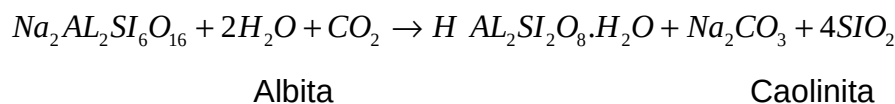
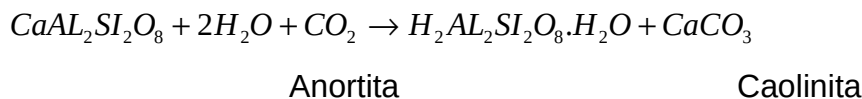


Este proceso da lugar a la destrucción de las rocas, se originan así: Cuevas, oquedades, fisuras cuando se lavan el hidrógeno – carbonatos (HCO_3^-)

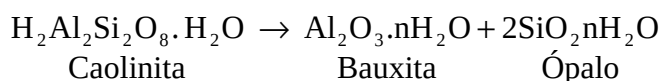
- Con el agua y el H_2CO_3 se hallan vinculados otros procesos relacionados con la descomposición de minerales y eliminación de elementos aislados. Ej. Descomposición de los silicatos:



- Durante este proceso se elimina K^+ mediante el lavado de K_2CO_3 . Se origina un nuevo mineral, arcilloso, la caolinita y se produce la hidratación del cuarzo y el ópalo.
- Se eliminan los K, Na, Ca por disolución de los CO_3^{+2} respectivos.
- Otras reacciones típicas son:



En condiciones de alta humedad y clima cálido hay reacción continua y la caolinita se descompone en óxidos:



A este proceso se le llama alitización o formación de hidróxidos de Al. Figura 2.3.

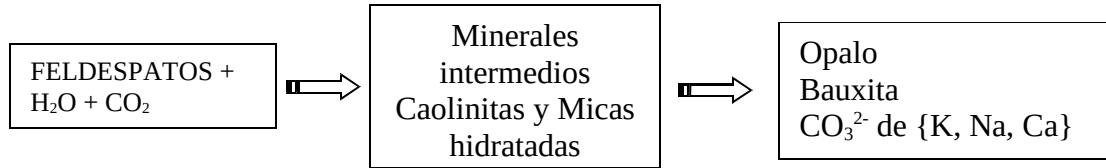


Figura 2.3. Esquema resumen del proceso de hidrólisis. Tomado de Douchaufour (1970).

Meteorización Biológica. Los organismos desempeñan una función importante en los complicados procesos de meteorización de los minerales de las rocas. Los procesos de meteorización vinculados con las actividades vitales de plantas y animales son determinados ante todo por la cantidad de microorganismos presentes en las diferentes zonas. Esta cantidad alcanza su máximo en las zonas superiores de la hidrosfera y en el límite de la litosfera y atmósfera, disminuyendo con bastante rapidez en el sentido vertical. Las plantas verdes pueden vivir sólo bajos los rayos solares, penetrando en la litosfera, sólo con sus raíces, su esfera de acción sobre las rocas se limita a una profundidad muy escasa.

Los microorganismos pueden penetrar de 10 a 20 m. Su papel está determinado por ser capaz de asimilar distintos elementos de las rocas en proceso de alteración y segregación durante sus funciones vitales, diversos productos químicamente activos incluso ácidos orgánicos resultantes de la descomposición de la materia orgánica.

Las plantas con sus raíces penetran por grietas y poros (destruyen mecánicamente) pero también lo hacen químicamente, ya que liberan ácidos y corroen los minerales. Las plantas a su vez también toman los elementos minerales que se van liberando de las rocas como son K, Ca, Mg, SiO₂, Na, P, S, Al, Fe y otros.

La destrucción de las rocas empieza por la acción microbiana son los que preparan el sustrato por el desarrollo de la vegetación.

Secuencia de la población de las rocas:

- a) Las bacterias y algas cianófilas que al destruir las rocas las deja preparado para el surgimiento de la microflora; las algas diatomeas y los hongos protófitos y más tarde los vegetales litófitos con líquenes y musgos.
- b) Posteriormente surgen las plantas superiores y la fauna.

El análisis de las cenizas y la vegetación litófila y tanto más las especies vegetales superiores, necesitan que además de otros elementos contienen siempre sílice y aluminio. De aquí se puede deducir que aún la vegetación litófila primero destruye los sólidos enlaces entre la sílice y la alumina de los enrejados cristalinos.

Durante los procesos de descomposición de la materia orgánica se liberan ácidos (Húmicos y fúlvicos) que contribuyen a la disociación de los silicatos y alumino-silicatos y eliminan sus cationes. Aumenta la movilidad de los elementos Fe^{+3} , Al^{+3} . Los compuestos Fe^{+3} y Al^{+3} se precipitan con facilidad debido a su escasa movilidad pero en presencia de ácidos húmicos en cantidades considerables pueden ser transportados en estado de disolución a grandes distancias del yacimiento rocoso que se está destruyendo.

Tiene también importancia la producción por parte de los organismos de sustancias como el oxígeno y el dióxido de carbono (CO_2) que intervienen eficazmente en los procesos destructivos de las rocas.

Durante el proceso de la fotosíntesis se producen hidratos de carbono expensas del CO_2 y H_2O y se libera O_2 y este se difunde en el aire y agua. También se libera O_2 libre durante los procesos de reducción, acción de los rayos ultravioletas en las capas superiores de la atmósfera sobre los vapores de agua.

Las fuentes de suministro de CO_2 son diversas. Es aportado por volcanes y por las grietas muy profundas de las regiones volcánicas, los flujos subterráneos y las aguas de la hidrosfera. Como resultado de la combustión y putrefacción de la materia orgánica y como producto de la respiración de todos los organismos vivos. También influyen insectos, gusanos, pequeños mamíferos y otros animales cavadores que realizan galería de diferentes diámetros y profundidades.

Productos del Intemperismo. Como resultado del intemperismo se aprecian dos tipos de productos.



Móviles: Que son arrastrados a una distancia variable, se les llama también productos del acarreo.



Residuales: Que se quedan en el lugar (in situ) donde se produce la descomposición de las rocas, se les llama también eluvios.

Generalmente los productos móviles lo constituyen sustancias solubles que son disueltas en el agua durante los procesos de hidrólisis y disolución, migrando en sentido de las corrientes junto con ellas. Están representados por cloruros, sulfatos y carbonatos. En la Tabla No 2.1 se expone la capacidad migratoria de los elementos en función de su solubilidad.

Tabla No 2.1. Capacidad migrativa de los elementos. (Tomado de Guerasimov, I. P. 1972).

Categoría	Denominación	Composición de las series	Índice de orden de la magnitud de traslado
I	Traslado	Cl, Br, I, S	$2n \times 10$
II	Traslado fácil	Ca, Na, K, Mg	n
III	Móvil	Mn, P, Silicatos, SiO_2 .	$n \times 10^{-1}$
IV	Poco móvil	Fe, Al, Ti	$n \times 10^{-2}$
V	Inmóvil	SiO_2 (cuarzo)	n/

Para conocer el orden de movilidad de los distintos elementos Polinov calculó, comparando el contenido medio de los elementos migratorios en las rocas cristalinas y el contenido medio de las aguas de los ríos que cortan dichos macizos. Tabla No 2.2.

*Nota: Se considera el Cloruro como el 100% y los restantes elementos se dan en % en relación a éste.

Tabla No 2.2. Orden de movilidad de los elementos químicos. Tomado de Guerasimov I. P. (1972).

Componente	Composición química media de las rocas cristalinas en %	Composición química media de los residuos en las aguas en %	Facilidad de eliminación durante el proceso de intemperismo en (%)	Orden
Cl SO ₄	0.05 0.15	6.75 11.60	100 60	1
Ca, Na Mg K	3.60 2.97 2.11 2.57	14.70 9.50 4.90 4.90	3.00 1ra etapa 2.40 1.31 2da etapa 1.25	2
Sílice Fe ₂ O ₃ Al ₂ O ₃	59.09 7.29 15.35	12.80 0.40 0.90	0.20 0.04 0.02	3 4

De acuerdo con la Tabla No 2.2 de movilidad se puede plantear que los productos eluviales pasan por 4 fases durante su proceso de acumulación:

Fase 1: Es la fase de lavado de cloruros y sulfato.

Fase II: Es la fase de lixiviación de las bases alcalino y alcalinotérreas.

Fase III: Es la SIALITICA de las arcillas residuales.

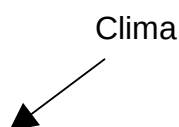
Fase IV: Fase ALITICA, remoción de sílice y presencia de silicatos, óxidos de Al y de Fe y cuarzo.

Cada etapa del desarrollo del intemperismo se caracteriza por la presencia de un tipo de producto.

Grupos, etapas o fases de la meteorización.

1. Detrítica.

Predomina el intemperismo físico caracterizado por la presencia de detritos o fragmentos de la roca de distintas magnitudes mezcladas y algunos minerales secundarios en proceso de formación. Figura 2.4.



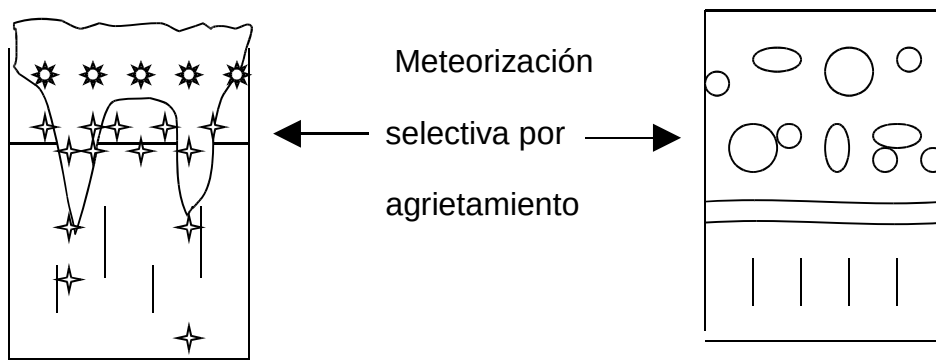


Figura 2.4 Fase detrítica de la meteorización. Tomado de Guerasimov, I.P. Y Glazovskaya, M.A. (1970).

2. Fase Sialítica: Constituye el primer estadio del intemperismo químico el que actúa sobre los detritos o fragmentos mezclados, dando lugar a la formación de arcillas que se acumulan mezcladas con sílice y otros compuestos insolubles, comienza el lavado de las bases alcalinas y alcalino-térreas formadas. Aparecen arcillas montmorillonitas y también CaCO_3 . El medio es generalmente básico. Se forma también una capa de humus.

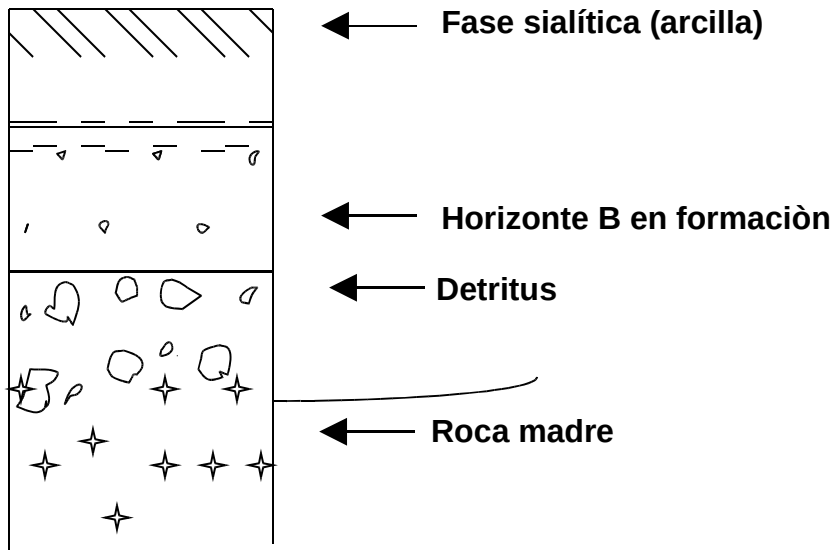


Figura 2.5 Fase sialítica de la meteorización. Tomado de Guerasimov, I.P. Y Glazovskaya, M.A. (1970).

3. Fase sialítica, lavada o ácida: Se caracteriza por un desarrollo más profundo en la formación de arcilla y otros productos junto con el lavado de las bases alcalino y alcalinotérreas formadas. Generalmente se produce el lavado de la sílice, lo que sólo es posible si el medio pasa a la acidez. Esto conlleva también al lavado del carbonato de calcio y su salida del perfil. Figura 2.6.

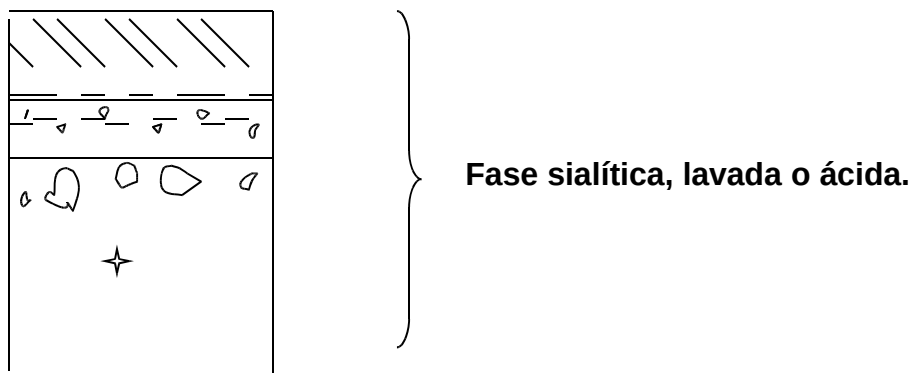


Figura 2.6 Fase sialítica, lavada o àcida. Tomado de Guerasimov, I.P. Y Glazovskaya, M.A. (1970).

4. Fase Alítica: Se caracteriza por una transformación profunda de los minerales dando lugar a la disociación de los compuestos sílice-aluminados, originándose óxido e hidróxidos libres, los cuales se presentan en diversas formas hidratadas. Debido al alto contenido de hidróxido de aluminio se denomina alítica.

Se distinguen 4 subfases de acuerdo a la proporción de Fe_2O_3 y Al_2O_3 .

1. Alítica. Sí $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$
2. Ferralítica $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx \text{Fe}_2\text{O}_3$
3. Alito – Ferrítica $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$
4. Ferrítica $\text{Fe}_2\text{O}_3 \gg \text{Al}_2\text{O}_3$

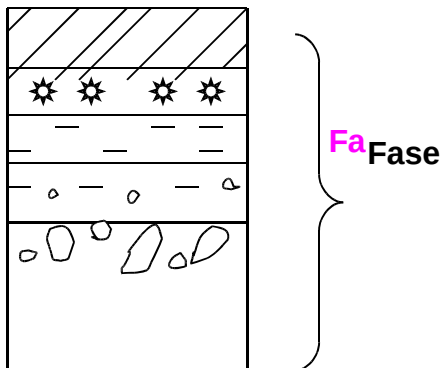


Figura 2.7 Fase Alítica Tomado de Guerasimov, I.P. Y Glazovskaya, M.A. (1970).

Corteza de meteorización o corteza de intemperismo

Este término fue utilizado por el geólogo suizo Altem (1879) para denominar los depósitos no cristalizados y quebrantados de materiales que yacen en la superficie de la tierra sobre los macizos rocosos. En la zona de meteorización se forman nuevos compuestos existiendo transformaciones más complejas. Se ha utilizado dos términos para designarlos.

1. Supergénesis (super = posterior, latín) y génesis de procedencia. Sirve para denominar los procesos que originan materiales nuevos o secundarios.
2. Hipergénesis (Hiper = sobre, griego) y actualmente se utilizan como denominador de los procesos químicos y mineralógicos que se realizan en la superficie de la tierra.

Se puede definir así la corteza de intemperismo: La zona superior de la corteza terrestre en contacto con los agentes exogenéticos donde se desarrollan procesos de hipergénesis de cuyo resultado se acumulan distintos productos en función de las condiciones físicas geográficas del medio ambiente existente.

Se encuentran sometida a cambios que se realizan en función de las características del paisaje, por ello hay corteza eluviales, aluviales, deluviales, proluviales y otros. Existen cortezas blandas, duras cementadas por sales y los de las zonas áridas que se llaman DURICRUST.

En función del relieve y del drenaje puede ser:

- Automórficas con fase residual y redepositada.
- Hidromórfica con fase residual y redepositada.

Corteza de intemperismo automórfica: Se origina en un medio aerobio por encima del nivel de las aguas subterráneas. Las fases están determinadas por:

Residuales – formación In Situ.

Redepositadas – formadas a partir de materiales acarreados de otras zonas.

Estas cortezas se forman en pedíplanos por superficies subhorizontales con cierta estabilidad o reposo y buen drenaje, estando condicionado su desarrollo a la profundidad del nivel de las aguas subterráneas (nivel de base). Las cortezas potentes se llevan a cabo sólo cuando se puede producir una capa de lavado bien desarrollada situada por encima de las aguas subterráneas y accesibles a la penetración de O₂ en ella. En relieve diseccionado y con desarrollo activo pueden desarrollar también cortezas automórficas aunque es frecuente observar la ausencia de los horizontes superiores producto de las acciones erosivas.

En condiciones de larga duración las peculiaridades de la formación se subordinan al papel del relieve y la tectónica zonal. Los compuestos móviles que son eliminados de las capas drenadas migran con las aguas subterráneas hacia las posiciones más baja de relieve dando lugar al cambio hipergenético de las rocas.

Corteza de hidromorfismo: Las cortezas de intemperismo hidromórfica se originan bajo las influencias de las aguas subterráneas. Se desarrollan en zonas depresionales o de relieve bajo en la zona capilar subyacente al nivel de las aguas subterráneas hacia las posiciones más bajas del relieve y sólo en su horizonte superior se encuentran las condiciones aerobias o oxidantes. El cambio de acidez o alcalinidad es provocada por la deposición de materiales transportados por las aguas subterráneas.

En las condiciones tropicales húmedas las cortezas hidromórficas acumulan Fe_2O_3 que contienen además SiO_2 dando lugar a la formación de capas lateríticas o mocarreros.

Tanto en las cortezas automórficas como las hidromórficas residuales dan lugar a las redepositadas las que están representadas por depósitos de pendientes proluvios o aluvios. En ellos se observan materiales típicos de los residuales mezclados con rocas no intemperizadas o materiales que carecen de relación genética con los productos formados.

Factores del desarrollo de las cortezas de intemperismo. Para determinar el origen de una corteza de meteorización es necesario conocer:

1. Régimen de humedad atmosférica
2. Características geoquímicas.
3. Equilibrio ácido-base del medio.
4. Producto de lixiviación existente.
5. La composición mecánica.
6. La dirección de distribución de los elementos químicos.
7. Las condiciones de drenaje y circulación de las aguas.
8. Profundidad del nivel freático y sus fluctuaciones.

9. Las condiciones geomórficas del nivel medio (relieve reinante)
10. Desarrollo de la vegetación.

Conclusiones.

El proceso de intemperismo o meteorización es el proceso mediante el cual las rocas se fragmentan y los minerales que las conforman se transforman y dan lugar a nuevos minerales, constituyendo así las cortezas de intemperismo y de estos se forman los suelos. Estos procesos pueden ser físicos, químicos y biológicos. Los factores que intervienen de una forma relevante son: factores biológicos, el agua y la temperatura que son los que desencadenan el fenómeno. De acuerdo a las características de los factores de formación (clima, roca, relieve, organismos biológicos, edad y actividad del hombre) así será la velocidad de formación y el carácter evolutivo de los suelos.

Capítulo No 3. Los coloides minerales del suelo

Dr. Enrique Frómeta Milanés

Introducción.

El suelo es un sistema integrado por tres fases: sólida (forma la parte mineral y orgánica), líquida (por el agua), y gaseosa (aire edáfico).

La parte mineral esta integrada por fragmentos de rocas, minerales primarios en grado variable de alteración y descomposición y minerales secundarios.

Dentro de los minerales secundarios lo más importantes son los denominados minerales arcillosos que se caracterizan por tener diámetros inferiores a 0,002 mm y que generalmente se encuentran en estado coloidal. Se caracterizan estas fracciones en primer lugar por su tamaño, se les llama arcilla a un conjunto de minerales que posean diámetros menores a las 0,002 mm, se forman por medio de las acciones químicas y biológicas (altamente fraccionadas estas fracciones) y por su actividad ya que contribuye de manera decisiva en las propiedades de los suelos.

Origen, estructura y cargas de los coloides minerales.

- Minerales que predominan en los coloides arcillosos.
 1. Enrejados cristalinos laminares alumino silicatados (son los llamados arcillas silicatadas).
 2. Óxidos e hidróxidos de Fe, Al y Si (se les llama también arcillas de metales polivalentes hidroxídicos o sesquióxidos).
 3. Geles de alumino-silicatos amorfos, los alófanos.
 4. Otros minerales de composición variable pero que se encuentran en ese rango de diámetro.
- Origen de los minerales arcillosos.

Arcillas alumino-silicatados.

Se originan por diferentes vías entre las que se encuentran: meteorización de los minerales primarios que forman el lecho rocoso. Por la reacción entre los iones de sílice y aluminio en soluciones muy diluidas y por herencia del material parental (algunas sedimentarias, por ejemplo: marga)

Arcillas de óxidos e hidróxidos.

Son minerales secundarios provenientes de la meteorización de los minerales primarios y otros secundarios. Estos minerales son muy resistentes a los procesos ulteriores de descomposición.

Alófanos:

Geles amorfos aluminosilicatados. Su origen principal está dado en los depósitos volcánicos en la gran mayoría de los casos no son minerales secundarios, son primarios. Aunque tienen tetraedros y octaedros no forman estructuras reticulares típicas y por ello se consideran amorfas.

- Estructuras de las arcillas aluminosilicatados de enrejados cristalinos laminares.

Unidad estructural:

Agrupaciones formadas por tetraedros y octaedros.

Unidad tetraédrica (4 caras) sus vértices están ocupados por oxígeno e hidroxilo y en el centro del tetraedro se sitúa un átomo de silicio, aluminio, magnesio o hierro.

Figura 3.1.

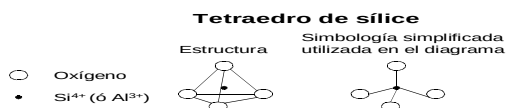


Figura 3.1. Unidad estructural tetraédrica. Tomado de Mela, P. (1970).

Unidad octaédrica (8 caras), sus vértices están ocupados por oxígenos e hidroxilo y en el centro del octaedro se sitúa un átomo de hierro, aluminio o magnesio. Figura 3.2



Figura 3.2. Unidad estructural octaédrica. Tomado de Mela, P. (1970).

Laminas:

Conjunto de unidades estructurales (tetraédricas u octaédricas) unidas entre sí lateralmente por lo que su altura es la misma que la de la unidad estructural que la forma. La lámina tetraédrica está formada por seis tetraedros y la lámina octaédrica por cuatro octaedros. Figura 3.3.

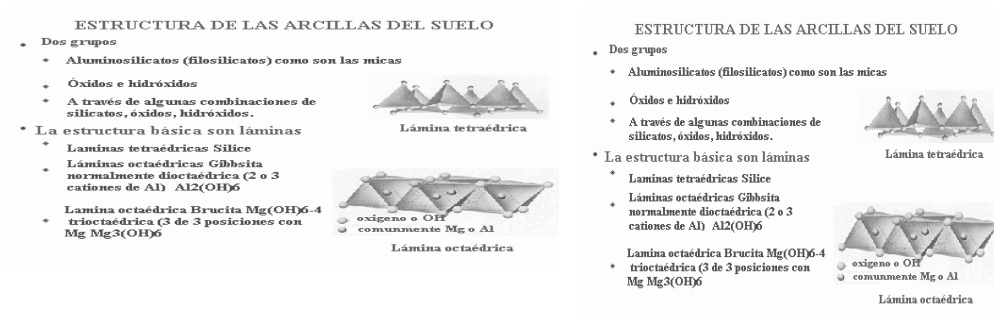


Figura 3.3. Formación de láminas tetraédricas y octaédricas. Tomado de Mela, P. (1970).

Molècula o capa:

Consta de dos o màs làminas sòlidamente unidas entre sì por las valencias libres de los oxigenos. En el caso de las arcillas del grupo de la caolinita la molècula esta conformada por una làmina de tetraedro y otra de octaedro por lo que reciben el nombre de arcillasdel tipo 1x1 y las arcillas del grupo de la montmorillonita estan conformadas por dos làminas de tetraedros y una làmina al centro de octaedro rcibiendo el nombre de arcillas del tipo 2x1.

Partícula arcillosa:

Conjunto de molèculas o capas yuxtapuestas o superpuestas, separadas entre sí por una interfase interna o espaciado basal, la distancia existente entre capas esta es variable depende del numero de laminas por capas.

Ácidoide:

Fracción laminar, cristalina de arcilla desplazada en el sistema coloidal y cargada negativamente (atrae cationes) se le denomina también micela y núcleo. Figura 3.4.

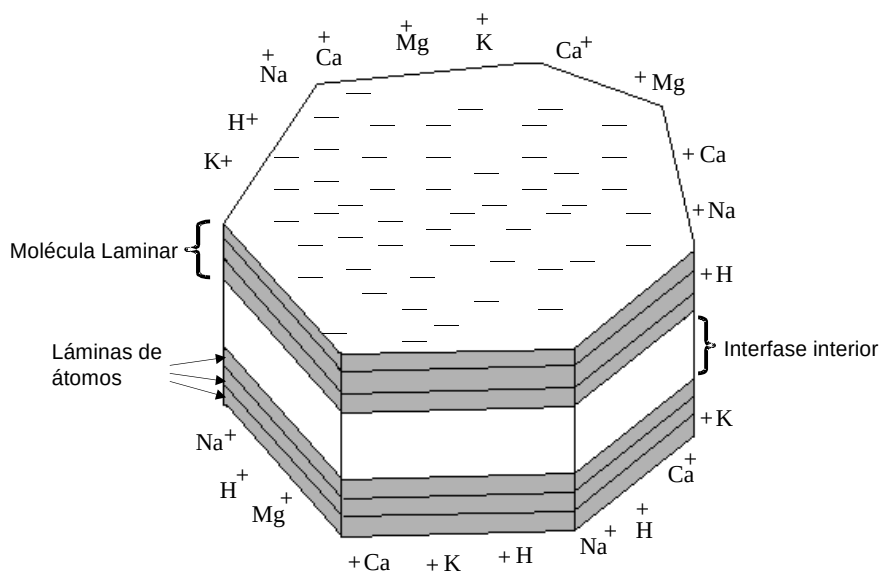


Figura 3.4. Ácidoide con sus cargas. Tomado de Mela, P. (1970).

Enjambre catiónico:

Los cationes situados fuera de la interfase, aunque muy próximas a ella, son retenidos por las cargas negativas del núcleo, hallándose en distintos grados de hidratación y disociación. Una de las propiedades más importantes de las arcillas que se derivan de esta constitución es la que se denomina capacidad de intercambio catiónico o cambio de bases la cual es debida a que los cationes del enjambre catiónico pueden ser sustituidos por otros en mayor o menor proporción en dependencia de la doble capa difusa y el contenido y tipo de cationes presentes en la disolución del suelo. Orden de adsorción de los cationes en función de la carga y el radio iónico: $\text{Al}^{+3} > \text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Li}^+$.

Grupo de la Caolinita:

Las arcillas de este grupo se caracterizan porque su molécula se halla integrada por dos láminas de átomos, así como por su escasa interfase interna, lo cual reduce considerablemente su capacidad de intercambio catiónico. Su reacción puede ser

ligeramente ácida por la escasez de bases. Detallemos ahora las características de cada uno de los minerales de este grupo.

Caolinita:

La molécula consta de dos láminas de átomos, una de tetraedro y otra de octaedro. Las moléculas o capas así formadas se superponen uniéndose estrechamente y fuertemente a través de puentes de hidrógeno, por lo que la interfase interna sería muy reducida y rígida $2.8 \text{ \AA}$ (anstrong). Ambas láminas se acoplan de modo que el átomo de oxígeno del vértice del tetraedro opuesto a los tres oxígenos de la base forma parte de la lámina octaédrica. Figura 3.5.

En la caolinita apenas existen sustituciones isomórficas, por lo que su capacidad de intercambio catiónico es muy reducida ya que se cifra en una media de 10 cmol.Kg^{-1} . La escasa capacidad de intercambio catiónico y de retención hídrica de la caolinita hacen que sus características coloidales sean mucho menos patentes que las del grupo de la montmorillonita, mientras que su plasticidad oscila entre media y pequeña. Las arcillas del grupo de la caolinita son típicas de climas tropicales alta humedad y elevada temperatura y es un índice de gran evolución en los suelos, es decir su presencia es síntoma de vejez.

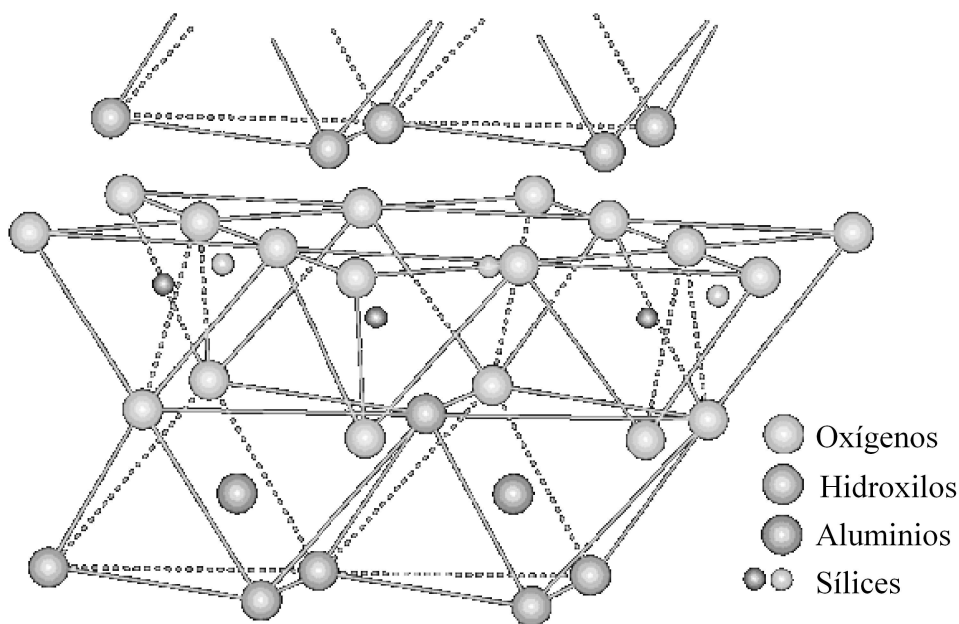


Figura 3.5. Esquema estructural de la Caolinita. Tomado de Dixon, J. B., Schulze, D.G.(2002).

Los minerales caoliníticos son probablemente el grupo de minerales de arcilla de mayor expansión y frecuencia en los suelos del mundo principalmente en las regiones tropicales y subtropicales. La especie di octaédrica es la de mayor frecuencia en los suelos y esta representada básicamente por cuatro especies polimorfitas: dikita, nacrita, caolinita y haloisita. Incluye además una especie altamente desordenada conocida como fire-clay, que corresponde a una forma imperfecta de caolinita. En los suelos Ferralíticos Rojos compactados de Cuba esta especie ha sido reportada por Camacho (1980)

Estructura de los minerales caoliníticos.

El elemento estructural característico de todos estos minerales es una capa la que se refleja en la Figura No. 3.5. Esta capa constituida por una hoja tetraédrica y una octaédrica (capa 1:1), comprende 5 planos que, de arriba hacia abajo, incluyen: O, Si, (O,OH) , Al, OH, de los cuales el (O, OH) y el OH son planos compactos.

Los iones aluminio toman posiciones di octaédricas entre estos últimos planos de modo que solo dos tercios de los lugares disponibles para los cationes están ocupados. Para la celda unitaria la fórmula de la capa es $(\text{OH})_8 \text{Al}_4 \text{Si}_4 \text{O}_{10}$, con equilibrio entre las cargas negativas y positivas.

Caolinita, dikita, y nacrita se diferencian entre si en la forma como se apilan las capas estructurales. La haloisita se diferencia además, por el desorden de la posición de las capas y la existencia de agua entre los paquetes de capas. Es por ello que también se le llama caolín hidratado.

En los caolines deshidratados, los iones oxígenos que constituyen el plano inferior (tetraedro) se aproximan estrechamente y se aparean con iones hidroxilos del plano superior de la unidad subyacente (octaedro). Esto facilita que se formen uniones O-OH, puentes de hidrogeno, lo que permiten la cohesión de las capas entre si, muy estables, provocando que la interfase sea fija, influyendo en la disminución del estado coloidal de estas arcillas. Este fenómeno influye en la baja capacidad de intercambio catiónico

de estas arcillas, por tal razón en los suelos que estas predominan tendrá baja fertilidad natural.

Aspectos químicos de los minerales caoliníticos

La composición de estos minerales es muy semejante y las principales variaciones se advierten en la razón $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$. Básicamente están formadas por aluminio, sílice y en el caso de la haloisita agua. La proporción de elementos alcalinos o alcalinos térreos que penetran la estructura son mínimas y el contenido de hierro no sobrepasa el 2%. En la caolinita la razón $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ varía entre 1,8 y 2,9 pudiendo llegar a 3 como es el caso de la anauxita. En la haloisita esta relación tiene valores menores y oscila entre 1,6 a 2,0, es probable que esto se deba a las sustituciones isomórficas de aluminio por silicio en la hoja tetraédrica, pero también puede deberse a un reemplazo parcial de tetraedros de SiO_2 por tetraedros de OH.

La capacidad de intercambios de cationes (CIC) varía entre 5 y 25 cmol.Kg^{-1} , valores que se consideran bajos. Esto es consecuencia de la forma como adquieren su capacidad de cambio. Se considera que los cationes de cambio, se localizan en uniones o enlaces rotos situados en los bordes de los cristales, en planos verticales paralelos al eje C y compensan las deficiencias de las cargas surgidas por esta ruptura. Los fenómenos de cambio son principalmente externos, debido que las sustituciones isomórficas son muy poco probables en estos minerales, que son todo lo contrario a los minerales expandibles como por ejemplo la montmorillonita.

La capacidad de intercambio de estos minerales no es un fenómeno tan simple ya que existen simultáneamente cargas negativas y positivas que permiten la absorción de aniones y cationes en función del grado de acidez o alcalinidad del medio, cuestión de suma importancia para el manejo de la fertilidad de los suelos donde ellas predominan.

Hay autores que estiman que cierta proporción de las cargas negativas debe provenir de sustituciones isomórficas en cualquiera de los dos cristales, pero la mayor parte se desarrolla en los bordes o límites de fractura de las partículas, donde existen enlace rotos del tipo Al-O-Si y en los cuales el pH juega un rol muy importante.

Si bien en la mayoría el reemplazo isomorfo implica superficies planas con cargas negativas, los enlaces rotos de los bordes pueden tener o adquirir cargas positivas o negativas. En la figura se ve los cationes octaédricos Mg y Al de los bordes de fractura en cristales de estructura 1:1, en ambas el Si está en posición tetraédrica. La coordinación de los aniones está regida esencialmente por el pH. Por efecto de la Ley de Acción de Masas el H tiende a asociarse a átomos de oxígeno de los bordes a pH alcalinos. Los enlaces que unen los cationes a los aniones tienen una fuerza de enlace igual al número de oxidación del catión dividido por el número de coordinación.

La haloisita posee una CIC más elevada que las caolinitas bien cristalizadas, y a medida que disminuye el tamaño de las partículas aumenta proporcionalmente la capacidad de cambio de estos minerales. Las haloisitas con tamaño menor de 50 nm tienen un valor próximo a las illitas y con tamaños que se aproximan al de la montmorillonitas. En general las haloisitas en los suelos no sobrepasan los 25 cmol.Kg⁻¹.

Propiedades de los minerales caoliníticos

La caolinita se presenta en forma de partículas muy finas con tamaños generalmente inferior a 1 μm (en estado disperso) de coloración blanca o ligeramente perlada. En forma de agregados, se presenta con características de masas vermiformes, fácilmente exfoliables. Tienen una densidad variable entre 2,5-2,6 Mg.m⁻³ y un índice de dureza de 2,6. La condición no es expandible determinada principalmente por los enlaces de hidrógeno, desarrolla una superficie específica muy baja alrededor de 12-16 m².g⁻¹, además esta condición influye que la dilatación, contracción y el índice de plasticidad sean bajos, determinando que sean relativamente fáciles de manejar los suelos donde ellos predominan.

El valor de la CIC es bajo del orden 5 -15 cmol.Kg en el caso de la haloisita puede ser superior a 25 cmol.Kg; es fuertemente dependiente del pH y reversible, de modo que la carga es negativa en torno a la neutralidad. Estas arcillas en la formación de los complejos órgano minerales son bastante bajas, cuestión de suma importancia a la hora de manejar los suelos; presentan capacidad de fijar el anión fosfato (PO_4^{3-})

probablemente por intercambio de este con un grupo tetraédrico de hidroxilos situados en un borde, es probable que parte de este se fije por unión química directa.

Grupo de la Montmorillonita:

Las arcillas de este grupo se caracterizan porque su molécula se halla integrada por tres láminas de átomos, dos láminas de tetraedros y una lámina de octaedro, así como por su interfase interna variable, lo cual aumenta considerablemente su capacidad de intercambio catiónico. Su reacción puede ser ligeramente básica por el contenido de bases. Detallemos ahora las características de cada uno de los minerales de este grupo.

Este grupo está constituido por la montmorillonita, beidelita, nontronita, saponita y hectorita. Las tres primeras son muy comunes en los suelos y especialmente la montmorillonita, las dos últimas son constituyentes raros, por lo cual no se entrará en su descripción.

La fórmula base para el grupo es $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Frecuentemente las partículas de estos minerales son de tamaño muy pequeño ($100 - 200 \text{ \AA}$), son minerales expansibles. La admisión de moléculas polares entre las capas, determinan una expansión en la dirección del eje C, que está en función del tamaño de las moléculas introducidas. En el caso del agua, el catión de saturación influye fuertemente en las propiedades expansibles.

Este grupo se caracteriza por una alta densidad de cargas negativas (no son neutras) por las sustituciones isomórficas en sus cristales, el aluminio del octaedro es sustituido parcialmente por cationes divalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+}) o sustituciones parciales de la sílice por el aluminio en posición tetraédrica. Este fenómeno determina la elevada capacidad de intercambio de cationes de este grupo que fluctúa entre $80 - 150 \text{ cmol. Kg}^{-1}$ de arcilla, en la montmorillonita y entre $120 - 220 \text{ cmol. Kg}^{-1}$ de arcilla en la vermiculita.

La Montmorillonita: Este tipo de arcilla es la más abundante en los suelos en diferentes regiones del mundo y especialmente en varios agrupamientos de los suelos de Cuba. La estructura de esta arcilla se refleja en la Figura 3. 6 en la que se observan dos cristales tetraédricos de sílice cuyos oxígenos apicales apuntan hacia la misma

dirección y encierran un cristal octaédrico de aluminio. Ambos cristales se combinan de forma que la punta de los tetraedros de cada cristal de sílice y los planos de OH de los octaedros forma planos comunes. Obsérvese que los átomos comunes a ambos cristales son oxígenos. Otro aspecto de suma importancia es que entre moléculas quedan frente a frente los cristales de los tetraedros constituyendo planos de oxígeno cuyos enlaces son muy débiles permitiendo que la interfase sea variable, esto explica el porque estas arcillas son expandibles, es decir presentan altos niveles de dilatación y contracción, además como permite la entrada de agua entre las moléculas esta actúa como un lubricante justificando la alta plasticidad que la misma presenta y la superficie específica ($700 - 800 \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$).

Composición química y carga: La composición teórica de la Montmorillonita se expresada en óxidos es como sigue: $\text{SiO}_2 = 66,7\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28,30 \%$, $\text{H}_2\text{O} = 5,0\%$. Sin embargo la composición de la montmorillonita difiere siempre de la fórmula teórica y la red se encuentra siempre desbalanceada por reemplazos isomorficos. En las hojas octaédricas el magnesio o el hierro sustituyen al aluminio y en las tetraédricas el aluminio sustituye a la sílice esta ultima es alrededor de 15%, por lo anteriormente planteado se producen variaciones en su composición química.

Dado el nivel de isomorfismo que presenta esta arcilla las cargas existentes son esencialmente permanentes. Existe una pequeña carga que es dependiente del pH, cuyo valor es alrededor de pH 5.

Algunos autores reportan que la montmorillonita posee una capacidad de intercambio catiónico (CIC) alrededor de $118 \text{ cmol} \times \text{Kg}^{-1}$, siendo $112 \text{ cmol} \times \text{Kg}^{-1}$ de carga permanente (debido al isomorfismo), $6 \text{ cmol} \times \text{Kg}^{-1}$ de cargas variable (dependiente del pH) y $1 \text{ cmol} \times \text{Kg}^{-1}$ intercambio aniónico.

Propiedades y caracterización: La montmorillonita se presenta en forma de masas compactas, de color gris blanquecino, teñida a veces con coloraciones marrones, verdosas o amarillentas. Su densidad varía de 1,6 a $2,7 \text{ Mg.} \times \text{m}^{-3}$ de acuerdo al grado de hidratación. Se caracteriza por ser muy pegajosa y plástica en estado húmedo y muy dura en estado seco. Los niveles de dilatación y contracción son muy elevados. En

general por las propiedades antes mencionadas las condiciones de friabilidad son muy estrechas y hace que en los suelos que ella predomine su manejo es muy restringido. Por otro lado, se caracteriza por presentar un nivel alto de micro porosidad y bajo en la macro porosidad determinando un deficiente drenaje interno lo que limita su capacidad agro productiva.

Otro aspecto de suma importancia de esta arcilla es que puede absorber moléculas orgánicas, polares formando complejos órganominerales, modificando sensiblemente el espacio basal y se utiliza como un criterio de identificación. Esto explica la mayor estabilidad del contenido de materia orgánica en los suelos donde es predominante.

Incidencias de la montmorillonita en los suelos de Cuba. Este tipo de arcilla se encuentra bastante difundida en la mayoría de los suelos de Cuba. En los suelos Ferralíticos se reporta que puede alcanzar hasta un 10% principalmente en los horizontes inferiores, en el agrupamiento Ferralítico puede estar presente entre 10 - 40%. En los suelos que predomine el proceso de formación de Sialitización o Slitogénesis (Pardo Sialítico, Vertisuelos, Húmico Sialítico, Hidromorficos, Halomorficos y otros), esta arcilla es predominante y le infiere a los suelos sus características en mayor a menor grado en dependencia de la predominancia del catión absorbido, presencia de carbonato de calcio y materia orgánica, así como el nivel de hidromorfia existente.

Beidelita: Esta arcilla es una especie que se sitúa entre la montmorillonita y la vermiculita. Su composición es variable pero en promedio contiene 45 - 50% SiO_2 , 20 - 27% de Al_2O_3 , además de pequeñas cantidades de Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O y K_2O .

Esta arcilla tiene sus cargas exclusivamente en las hojas tetraédricas, debido a la sustitución de sílice por aluminio la relación $\text{SO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ es alrededor de 3, más baja que la montmorillonita que es cercana a 4. En los suelos de Cuba hasta el momento no se ha reportado este tipo de arcilla, aunque no se descarta la posibilidad de su existencia.

Nantronita: Es similar a la beidelita, pero rica en hierro, el cual puede alcanzar hasta cerca del 30%. Hay sustitución casi completa del aluminio octaédrico por hierro férrico y

además sustitución parcial de sílice por el aluminio o hierro en hojas tetraédricas. La introducción del hierro distorsiona y debilita la red.

Generalmente esta arcilla tiene una coloración amarilla verdosa, o pardusca, su dureza es de 2 a 2,5 y su densidad varía de 1,7 a 1,9 g x cm³.

Este mineral se ha reportado en los horizontes inferiores de los suelos Ferríticos y es probable que pueden aparecer en suelos Ferralíticos o similares que tengan altos contenidos de hierro.

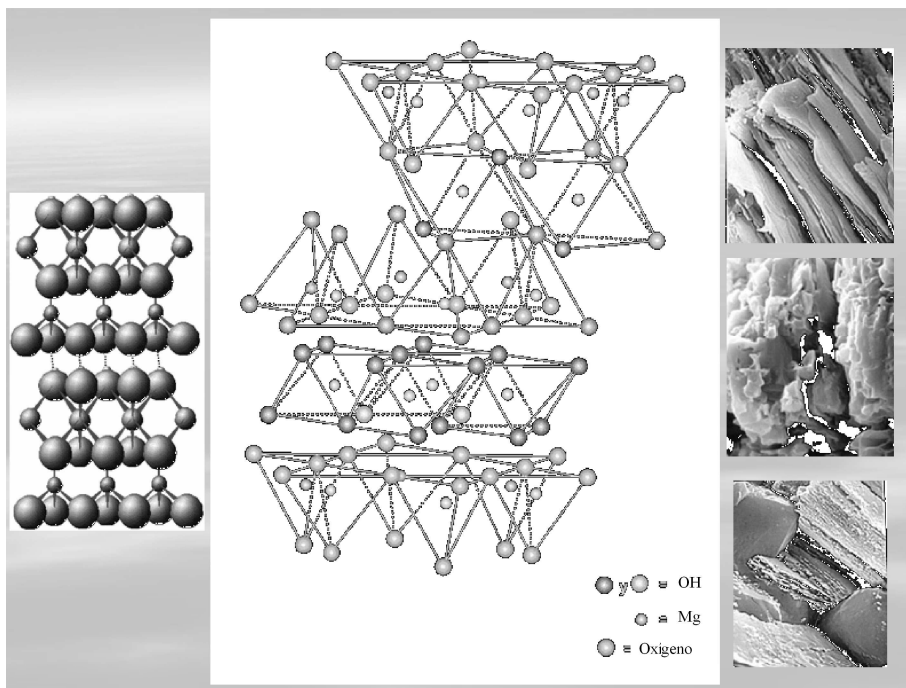


Figura 3.6. Esquema estructural de la Montmorillonita. Tomado de Dixon, J. B., Schulze, D.G. (2002).

- **Origen de las cargas negativas de las arcillas silícicas:**

- 1) Disociación del hidrógeno.

Las caras o superficies externas de los minerales, como la caolinita, tienen expuestos grupos oxhidrilos que actúan como lugares de cambio. El H de estos radicales OH se separan ligeramente y la superficie coloidal de la izquierda queda con una carga

negativa llevada por el O. El H queda suelto en disposición de ser sustituido. Figura 3.7.

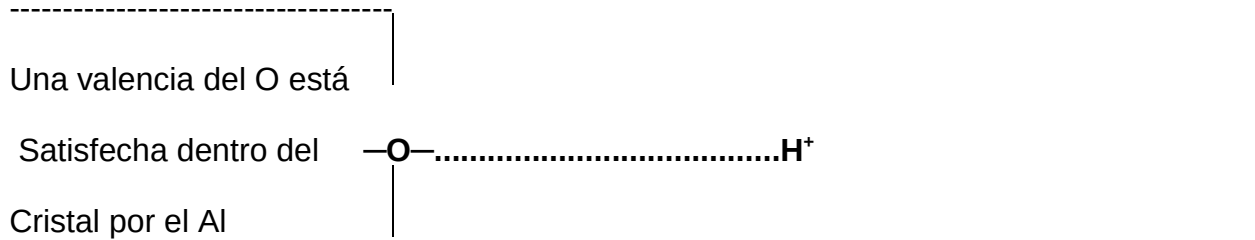


Figura 3.7. Carga negativa de la arcilla por disociación iónica. Tomado de Grim, R.E. (1968).

- Sustitución isomórfica

No es más que la sustitución de un átomo por otro dentro de la red cristalina. Por ejemplo, en algunos minerales del tipo del tipo del 2 x 1 como las montmorillonitas, los átomos de Mg sustituyen a otros de Al dentro de la red cristalina de los tetraedros, quedando una carga sin compensar y por tanto la arcilla queda cargada negativamente.

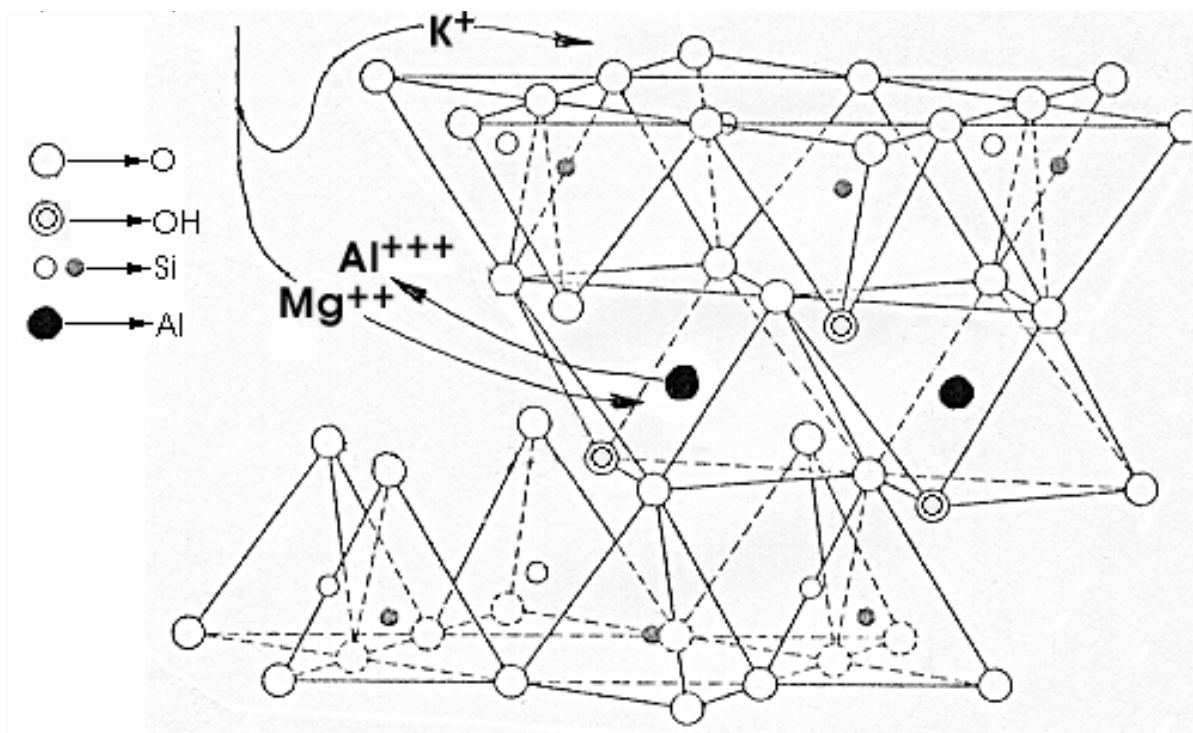


Figura 3.8. Esquema de la sustitución isomórfica en las arcillas. Grim, R.E. (1968).

Ruptura de los cristales.

Cuando el cristal arcilloso sufre una rotura mecánica este queda cargado negativamente por una desestabilización del mismo.

Principales propiedades de los sistemas coloidales y su importancia práctica en los suelos.

Entre las principales propiedades que poseen los sistemas coloidales y que le transfieren a los suelos se encuentran los siguientes: Coagulación, peptización, dilatación, adhesión, cohesión, plasticidad, contracción, superficie específica, capacidad de intercambio catiónico y adsorción.

Coagulación o floculación: Formación de coágulos o flóculos, es una interacción de carácter superficial (fuerzas atractivas predominan sobre las repulsivas). Dependen del grosor de la capa eléctrica en la doble capa difusa y del grado de hidratación del sistema.

A menor diámetro de la capa difusa mayor floculación a menor hidratación del sistema mayor coagulación.

Entre los elementos floculantes o coagulantes se encuentran: Fe^{+3} , Ca^{+2} , Mg^{2+} y la materia orgánica.

Importancia práctica: Determina la formación de las estructuras del suelo, ejemplo, la formación de las estructuras granular, nuciforme, prismática etc.

Peptización: Se le denomina así al paso del estado de sol al estado de gel es decir del estado coagulado al estado disperso y se produce cuando las fuerzas repulsivas son mayores que las atractivas. Depende del tipo de cationes adsorbidos en la doble capa difusa, grado de hidratación y dilución del sistema. Es mayor en presencia de Na^+ y en condiciones de sobrehumedecimiento superficial y de profundidad. Provoca la dispersión del sistema coloidal, las estructuras estallan.

Importancia práctica: Formación de las costas superficiales y proceso de iluviación es decir movimiento de los coloides dentro del perfil del suelo.

Dilatación: Aumento de la interfase interna debido a la entrada de agua. Se producen desplazamiento de las capas.

Importancia práctica: Provocan el sellaje de los suelos y en las montmorilloníticas aparece un microrelieve especial llamado gilgai o saltanejo.

Contracción: Pérdida de la humedad de las arcillas humedecidas haciendo que la interfase se contraiga lo que se hace muy denotable en los suelos que poseen arcillas montmorillonitas.

Importancia práctica: producen en el suelo agrietamiento. En períodos de sequía todos los suelos se agrietan (se cuarteán) tanto en superficie como en su profundidad lo que trae como consecuencia la poda de las raíces.

Adhesión: En presencia de agua las arcillas se adhieren a los demás sólidos. Es una interacción superficial que depende del diámetro de las arcillas.

Importancia práctica: Los suelos humedecidos se pegan, se adhieren a los arados y otros implementos disminuyendo la tracción o avance esto se hace más manifiesto en los suelos que predominan las arcillas montmorillonitas.

Cohesión: En estado seco se produce una fuerte atracción entre las partículas arcillosas. Importancia práctica: Endurecimiento del suelo, impide la penetración de los equipos, el arado salta, no profundiza.

Adsorción: Interacción superficial, sinónimo de adherencia. Permite que se pegue a la arcilla líquida y gases. También por el número de cargas eléctrica que poseen, adsorben cationes. A menor diámetro mayor superficie específica mayor adsorción. A mayor número de cargas negativas mayor atracción de cargas positivas.

Absorción: Interacción volumétrica, ocurren dentro de su interfase interna las arcillas absorben agua. A mayor interfase interna mayor absorción hídrica.

Plasticidad: Es la facultad de las arcillas una vez humedecidas de adoptar determinada forma si sobre ella actúan fuerzas externas y no es reversible. Se parten. Está determinada por las fuerzas adhesivas y cohesivas.

Importancia práctica: Determina consistencia en los suelos. El suelo debe labrarse entre su límite productivo y el límite inferior de plasticidad.

Superficie específica: La superficie específica depende del diámetro de los coloides. A menor diámetro mayor superficie específica. Caolinita posee de 30 a 80 $\text{m}^2 \times \text{g}^{-1}$ la montmorillonita 800 $\text{m}^2 \times \text{g}^{-1}$ y las alófonos de 300 - 600 $\text{m}^2 \times \text{g}^{-1}$.

Cargas eléctricas: Depende del grado de sustitución del sistema (sustitución isomórfica y disociación del hidrógeno del oxígeno). Determinan la capacidad de cambio catiónico. En los suelos cubanos oscila de 3 a 60 $\text{cmol} \times \text{Kg}^{-1}$ de suelo, determina la fertilidad natural del suelo.

Sustitución Isomórfica: Cambio y sustitución dentro del cristal arcilloso de un catión de mayor número de oxidación por otro de menor número de oxidación y de igual o menor radio atómico.

Formación de los complejos órgano minerales: Las arcillas minerales en presencia de los coloides minerales interactúan y forman los complejos orgánicos minerales que enriquecen la fertilidad de los suelos. Los complejos que se forman pueden ser argilo – húmicos y húmicos – sesquióxidos.

La parte más activa del suelo lo caracteriza su sistema coloidal y dentro de este la mineral es de primera importancia porque forman un sistema arcilloso que intervienen en mayor o menor medida en las demás propiedades que presentan los suelos. Por el término coloide arcilloso se engloban un número variable de minerales que tienen en común: Su diámetro, su origen, su actividad.

Los de mayor complejidad y los más importantes son los alumino-silicatados tanto por su predominio como por el número de minerales que lo integran. En las regiones tropicales además de éstos son importantes los de óxidos e hidróxidos de Fe y Al que le dan a los suelos los tonos típicos del rojo al amarillo.

La clasificación se fundamenta por su composición. Las arcillas alumino-silicatados se clasifican por el número de láminas o capas. Las arcillas alúmino-silicatadas pueden tener también en su composición hierro o magnesio debido a las sustituciones isomórficas.

Importancia de los minerales secundarios de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio en los suelos.

Origen del hierro y el aluminio en los suelos. Los minerales de las rocas ígneas suministran los materiales para formar los minerales del suelo, estos son los llamados minerales primarios. Son esencialmente los silicatos pertenecientes a los minerales y rocas siguientes:

Peridotita: (Mg^{2+} y Fe^{2+} sin aluminio). Poco estables.

Anfíboles y piroxenos: (Fe^{2+} y Al^{3+}). Débiles.

Micas: (Fe y Al). Variable resistencia a la meteorización. Ciertas micas son muy resistentes a la meteorización, mientras que las biotitas son débilmente resistentes.

Las rocas ígneas son portadoras de una serie de minerales que contienen cantidades variables de Fe y Al, dentro de ella se destacan los silicatos y los minerales ferro magnesiano (anfíboles y piroxeno, serpentina, olivino, etc.)

Generalmente estos minerales están formados por cristales tetraédricos y octaédricos, la forma en que están organizados es lo que permite la diferenciación de ellos y la cuantía en que se encuentran. En casi todos estos minerales el hierro esta en la forma ferrosa. Durante la alteración por un proceso de oxidación pasara a la forma férrica. El aluminio durante el proceso de alteración pasa a formar parte casi por completo al octaedro de las arcillas.

Los minerales ferruginosos y aluminosos que pasan directamente de las rocas al suelo sin que la alteración los modifique son esencialmente la magnetita y la ilmenita. Ellos sufren más rápida alteración que permite su descomposición y la correspondiente liberación.

Dentro de los procesos de alteración el más importante le corresponde a la hidrólisis, ya que a través del OH ocurre la destrucción y síntesis de varias estructuras .primeramente los iones alcalinos y alcalinos térreos que son atacados y más tarde el hierro y el aluminio que son extraídos de la sílice, existiendo en periodos muy cortos como iones y la sílice bajo la forma de ácido silícico monómero.

Según el valor del pH, el drenaje y la cantidad de sílice presente habrá o no reacciones entre los diversos elementos.

Si la sílice es completamente eliminada (buen drenaje y pH ácido) existirá una acumulación de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio. Si la sílice no es eliminada, en medio ácido habrá mineral arcilloso de tipo caolinitico, producto de la neoformación de esta arcilla por la presencia del aluminio el cual reacciona con la sílice. Además habrá acumulación de hidróxidos de hierro. En un medio ligeramente alcalino tiende a formarse arcilla 2:1, como las esmectitas, illitas, vermiculitas, etc.

La oxidación es otro proceso que se desarrolla durante la alteración de los minerales esto ocurre solamente en el hierro. En los minerales primarios esta en forma ferrosa y pasa casi por completo a la forma ferríca que es la que encontramos en los minerales secundarios (esmectitas, illitas e hidróxidos).

Importancia del óxido de hierro (Fe_2O_3) en los suelos.

El hierro es uno de los elementos más dinámico del suelo, aparece en cantidades notables, principalmente en las regiones de clima tropical y subtropical. El rol del hierro en estas regiones permitió compararlo con el papel del calcio en los suelos de la zona templada.

El aluminio al igual que el hierro también se acumula en cantidades importantes en las regiones de clima tropical y subtropical y ambos constituyen los metales más importantes en el suelo.

Tienen marcada influencia en las propiedades químicas, físico-químicas, físicas y morfológicas de los suelo, lo que permite ser utilizado en la clasificación genética de los mismos.

Formas del hierro en el suelo.

El hierro y el aluminio se acumulan en los suelos como resultado del proceso de alteración de los minerales primarios, su cuantía depende de la intensidad con que las rocas y minerales se intempericen. El hierro se encuentra en el suelo en las siguientes formas:

- En los minerales primarios.
- En los minerales secundarios (nantronita).
- Como óxidos e hidróxidos amorfos y cristalizados.
- En los complejos y quelatos de materia orgánica.

Las dos primeras formas se conocen como hierro silicatado, mientras que el resto se conoce como hierro libre o no silicatado.

Formas amorfas:

Se encuentra principalmente en forma de fracciones minero - orgánico e inorgánicas. Pertenecen a los productos de la formación actual de los suelos y aparecen en estos, que están en los primeros estadios de meteorización de los silicatos. Ellas dominan en los suelos de clima templado, frío, mientras que en los suelos de clima tropicales sufren una rápida evolución a las formas cristalinas.

- Esta evolución se realiza muy rápida en medios de fuerte actividad biológica.
- Es lenta en los suelos de tendencia podzolica (humus mor o moder) lo que permite a los complejos móviles migrar y acumularse en los horizontes podzolicos.
- En los suelos pardos (regiones templadas y frías) las formas amorfas evolucionan lentamente hacia una forma criptocristalina.
- En los suelos que existe la Fersialitización y la Rubefacción (climas cálidos) la evolución es rápida hacia las formas cristalinas.

Los hidróxidos amorfos de hierro se caracterizan por un elevado contenido de agua, un área superficial grande y la ausencia de líneas claras de difracción en el análisis de rayos X.

Formas Orgánicas:

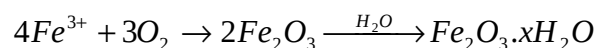
En las fracciones inorgánicas el Fe^{3+} amorfo en el suelo no es estable, pero en presencia de materia orgánica frenan el proceso de su cristalización para la formación de los complejos órgano - minerales de hierro, lo que más importancia tiene es la presencia simultánea de grupos carboxilo y fenol. Los grupos de alcohol prácticamente no tienen importancia en la formación del complejo.

En los suelos, tanto las combinaciones orgánicas altamente moleculares del tipo de los poli fenoles, ácidos fúlvicos y otros, como los de bajo peso molecular, ácidos orgánicos (citratos, tartratos oxalato y malato) son capaces de formar con el hierro combinaciones complejas.

Formas Inorgánicas:

Por lo general son pocos estables sobre todo cuando están en sus formas libres, lo que permite que pasen más o menos rápida a las formas cristalizadas o criptocristalinas, en dependencia de las condiciones existentes.

En forma de óxidos e hidróxidos: Generalmente en un estado poco polimerizado, el hierro al hidrolizarse y oxidarse forman los óxidos e hidróxidos correspondientes.



Cualquiera de estas formas no existen por mucho tiempo en el suelo y las mismas se combinan rápidamente o bien con la materia orgánica o las arcillas o con ambas.

Materia orgánica - Fe - Arcilla

Se ha demostrado por diferentes investigadores que la mayor concentración de los compuestos amorfos se encuentra absorbidos por las arcillas.

Forma Cationica:

Son escasas en los suelos salvo en aquellos que son muy ácidos como es el caso de los podzoles, donde el Fe^{3+} existe en cantidades considerables, dado el grado tan alto de acidez que estos poseen. En suelos de drenaje deficiente el Fe^{2+} se acumula formando compuestos insolubles como FeO de color verde claro, $Fe_3(PO_4)_2$ de color azul, característicos de los horizontes gley.

En condiciones de buena aeración, suelos bien estructurado y de alta actividad biológica el hierro toma la forma de hidróxido férrico insoluble, amorfo y cristalizado.

Combinaciones con los aniones inorgánicos: El hierro puede combinarse en el suelo con distintos aniones inorgánicos (PO_4^{3-} , SO_3 , SO_4^{2-} y otros), siendo los de mayor importancia para nuestro caso las uniones con los fosfatos llamada absorción específica.

El mecanismo de absorción de los fosfatos por el hierro no es completamente conocido. Se plantea que los complejos mono (a) y didentado (b) pueden existir

explicando diferentes enlaces ($b > a$) y la parcial irreversibilidad de la sorción del fosfato. Figura 3.9.

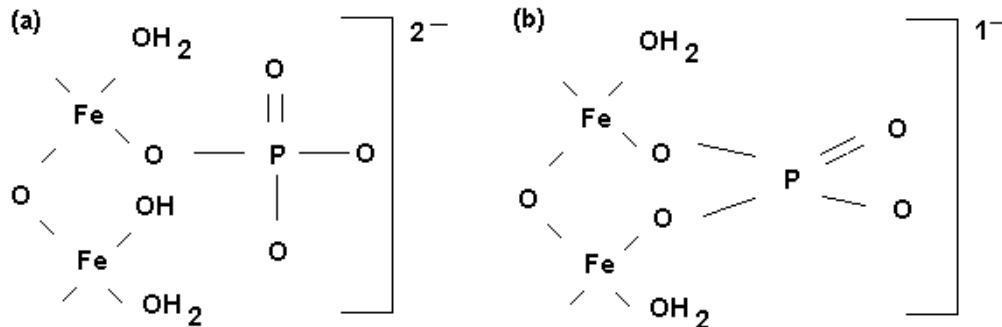


Figura 3.9. Mecanismos de absorción de los fosfatos por el hierro. Tomado de Huang, P. M. (1990).

Los estudios de absorción infrarrojos se pronuncian por la forma (b). La formación del complejo hierro fósforo esta basada principalmente en el efecto combinado del cambio del pH y la concentración de los iones específicos siendo absorbidos.

Formas Cristalizadas:

Durante el proceso de meteorización el hierro se libera, formando primeramente los compuestos amorfos los cuales emprenden un proceso de evolución hasta las formas cristalinas.

¿Cómo se puede pasar a la forma cristalina?

Se explica en dos etapas:

1. Nucleación que resulta de la condensación de los polímeros de hierro hidroxídicos con una carga decreciente (disminución de las cargas) dando la aparición de las micro partículas de 30 - 50 Å y de alto peso molecular y a partir de estos los óxidos e hidróxidos se estructuran.
2. La evolución cristalina, donde existe un reordenamiento de los átomos de hierro, dando un determinado cristal el octaédrico donde el átomo de hierro es rodeado por 6 (O + OH) formando una estructura hexagonal cúbica, esfero acicular.

Las formas cristalizadas están constituidas por un pequeño grupo de minerales ferruginosos los cuales entraremos a describir brevemente.

Goethita: Es el cristal que se forma con mas frecuencia en los suelos, termodinámicamente es de mayor estabilidad responsable de los colores en algunos suelos. Es característica de clima templado y tropical.

Hematita: Aparece en los suelos rojos, la Goethita esta asociada con la Hematita, Es el óxido de hierro después de la Goethita más importante. Es frecuente en los suelos tropicales y también en los subtropicales.

Lepidocrecita: Es menos frecuente en los suelos. La presencia de este mineral es indicativo de los suelos Hidromorficos comúnmente se encuentra en los suelos gley y pseudogley. Le infiere al suelo color anaranjado. En los suelos calcáreos Hidromorficos no se ha reportado. Se forma con mayor frecuencia en los climas templados.

Bohemita: Es común en los suelos altamente meteorizados de climas tropicales y sub tropicales y también en regiones templadas. (Hawai, Australia, India, África). Es frecuente en los suelos formados a partir de rocas ígneas básicas (colores oscuros y pardos rojizos).

El mineral es de color pardo rojizo, se asocia con la Hematita. Frecuentemente forma concreciones.

Ferrihidrita: Es muy poco frecuente en los suelos, se ha encontrado en los horizontes B de los verdaderos podzoles (suelos muy ácidos).

Se caracteriza por una gran absorción de agua, en iones inorgánicos y materia orgánica. Le infiere al suelo color pardo rojizo.

Influencia de los óxidos e hidróxidos de Fe en las propiedades de los suelos.

Los óxidos e hidróxidos amorfos y cristalizados se caracterizan por absorber cantidades considerables de agua, lo que posteriormente puede influir en las propiedades de los suelos.

¿Cómo ocurre este proceso?

Las reacciones entre los óxidos de hierro y los componentes de la disolución del suelo ocurren en la interfase sólido líquido. Por eso, la estructura y la reactividad de la superficie es una propiedad importante de los óxidos de hierro. Fig. 3.10.

La superficie de los átomos de hierro en un medio acuoso completa su coordinación a través de las moléculas de agua.

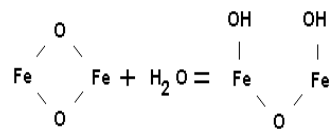


Figura 3.10. Reacción entre los óxidos de hierro y la disolución del suelo. Tomado de Huang, P. M. (1990).

Este quimosorvente del agua, completa la hidroxilación de la superficie. Para la hematina se sugiere una superficie de hidroxilación de densidad entre 4,5 - 9 grupos de OH por 100 Å²

Las moléculas antes formadas pueden absorber moléculas de agua adicionales en cantidades dependiendo del tipo de óxido y la mayor extensión del área de superficie. La absorción del agua es extensivamente usada para determinar el área de superficie.

La absorción de agua es debida probablemente al enlace de hidrógeno. Figura 3.11.

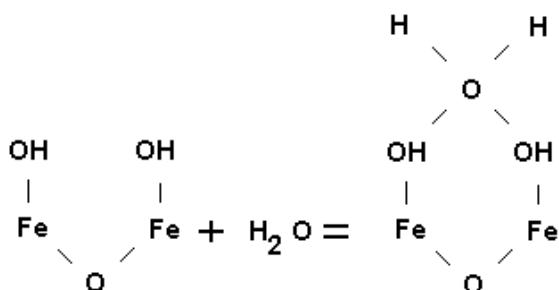


Figura.3.11. Absorción del agua a través de enlaces de hidrógeno por el hierro.
Tomado de Huang, P. M. (1990).

Química y físicamente el agua absorbida esencialmente determina la reactividad de la superficie del óxido (superficie de cambio, absorción, actividad catalítica, conductividad eléctrica, etc).

La presencia cualitativa y cuantitativa de las formas amorfas y cristalizadas del hierro en los suelos influye en algunas propiedades de los mismos.

Capacidad de cambio: Como resultado de la superficie hidrolizada, la superficie de cambio y el potencial de óxidos de Fe esta determinada por la concentración de iones H^+ y OH^- en disolución. La superficie de cambio es creada por la absorción o desorción de iones H^+ u OH^- e inclusive OH_2 . Por tal razón los iones H^+ y OH^- son llamados iones determinantes del potencial. Figura 3.12.

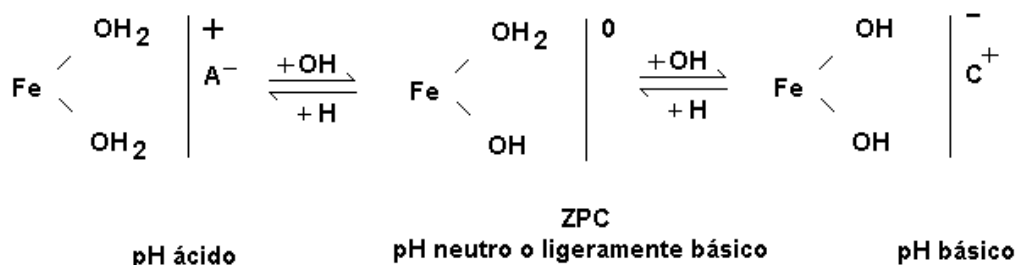


Figura.3.12. Comportamiento de las superficies de cambio, dependientes del pH.
Tomado de Huang, P. M. (1990).

El pH al cual la cantidad de H^+ OH^- son igualmente adsorbido es llamado punto de cambio cero (ZPC). A partir de esta estructura es obvio que el átomo de hierro no participa directamente en el desarrollo de cambio.

Un exceso en la superficie de cambio de las capas determinantes del potencial es balanceado por una cantidad equivalente de cationes o aniones localizados en la parte externa de la doble capa eléctrica.

En adición al pH las cargas también dependen de la concentración del electrolito y su valencia en la solución en equilibrio. Los valores reportados para la ZPC de algunos óxidos son reportados en la Tabla No 3.1.

Tabla No 3.1. Punto de cambio cero de algunos óxidos. Tomado de Huang, P. M. (1986).

Hematita y goethita (natural) -----	7,6 - 8,9
$F_2 O_3$ -----	6,5 - 8
$Al_2 O_3$ -----	7,5 - 9,5

De lo explicado anteriormente, la capacidad de cambio en los suelos, donde existe en cantidades considerables el hierro, puede variar dependiendo del pH. En suelos ácidos esta propiedad disminuye, mientras que cuando esta en zona básica aumenta.

También se puede plantear que en los suelos donde exista mayor cantidad de hierro amorfo los cambios pueden ser mas marcados que cuando este presente las formas cristalizada, por la sencilla razón de que las formas amorfas son mucho más activa que las cristalizadas.

Formación de la estructura: El hierro tiene un fuerte poder cementante de las fracciones arcillosas del suelo, lo que le infiere una fuerte estabilidad a los agregados. Con frecuencia se ha planteado que en los suelos Ferralíticos se forman pseudoarenas o pseudolimos producto de que los agregados son muy difíciles de dispersar, solamente se logra esto cuando las muestras son sometidas a un lavado con HCl, el cual tiene la propiedad de disolver el hierro.

Los experimentos realizados con óxidos sintéticos han demostrado claramente la habilidad de los óxidos de hierro en la agregación de las partículas. También influye el grado de solubilidad de los compuestos de hierro, a medida que aumenta la solubilidad, se incrementa la agregación en los suelos. En la Tabla No 3.2 se indica el efecto de diferentes óxidos.

Tabla No 3.2. Influencia de la adición de óxidos de hierro sintético en la formación de agregados de 1 a 2 mm. Tomado de Emerson, W.W., R.C. Foster and J.M. Oades. (1986).

Oxido de hierro	Cantidad añadida en %	Solubilidad oxalato % del total de Fe	Agregados 1-2 mm %
No-adición	0,0	-	18
Ferrihidrita	1,0	100	48
Ferrihidrita	2,3	100	83
Lipidocrecita	1,0	68	53
Goethita	1,0	0,1	17
Goethita	0,6	93	17
Hematita	1,0	0,1	20

Formación de corazas: La formación de corazas no solamente dependen de la cantidad de hierro existente, sino también de determinadas condiciones dentro del perfil, como es la alternancia de humedad y sequía, cambios texturales y de pH, lo cual determina que en zonas del perfil ocurra una acumulación de hierro y una rápida oxidación lo que permite que el hierro forme las concreciones las cuales requieren un núcleo que puede ser una partícula de arena, compuestos de fósforo, etc, y alrededor del cual se adhiere para formar las concreciones correspondientes, este aspecto se profundizara cuando se explique el proceso.

Formas de hierro en los principales suelos de Cuba.

La forma y el contenido de hierro en los suelos de nuestro país es bastante variable, la misma depende del grado de meteorización de los mismos. Tabla No 3.3.

Suelos de composición Ferralítica y Ferrítica.

Ferríticos: Estos suelos se caracterizan por presentar una alteración completa de los minerales primarios, donde el contenido total de hierro es superior al 75% (hasta 83%). El hierro amorfo es prácticamente inexistente, debido a la intensa alteración y sus óptimas condiciones de aeración, que permite una intensa cristalización.

El hierro libre constituye más del 80% del total, llegando hasta el 97% en los horizontes más profundos, esta la mayor parte en estado cristalizado.

Tabla No 3. 3. Formas del hierro en porcentaje en los suelos Ferríticos.

Hernández, A., Bosch, D., y Morales, Marisol. (1998).

Profundidad (cm)	Fe Total	Fe Libre		Fe Amorfo	Fe Cristalizado	Fe Silicatado
0-20	75,5	62,6	82,9	Tr	82,9	17,1
40-60	81,0	75,6	93,3	Tr	93,3	6,7
80-110	83,4	81,1	97,2	Tr	97,2	2,8

El hierro silicatado ocupa un % que oscila entre 17,1 - 2,8 %. En estos casos es posible que una parte considerable podría estar formando parte de la composición de algunos minerales primarios resistente a la alteración que existe en estos suelos.

Suelos Ferralíticos: Se caracterizan por presentar una alteración de los minerales primarios, con una eliminación de la mayor parte de las bases alcalinas y alcalinos terreas y una parte de la sílice.

En los suelos Ferralíticos Rojos típicos el hierro total 14,5 - 19,2% mientras que el hierro libre oscila de 11 a 14% representando un 73 a 77 % con relación al total. La

forma cristalizada es la predominante 42 - 50% del total. Las formas amorfas constituyen 23,6 -36% del total.

En los suelos Ferralíticos Rojos compactados es algo similar aunque la tendencia del hierro total y libre es aumentar ligeramente con la profundidad.

Suelos Alíticos: Los contenidos de hierro total y libre son marcadamente menores (2,11 - 11,1% para el total y 0,6 - 3,1% para el libre) que en los Ferralíticos Rojos y según su distribución textural, aumentando en los horizontes donde se produce el cambio textural brusco (12,1 - 39,5%).

En general en los suelos de composición ferralítica el hierro cristalizado es el predominante, en los Ferríticos alcanzan 100% libre, en los Ferralíticos 50% libre. Las formas silicatadas sobrepasan el 70% para los suelos de composición sialítica, mientras en los de composición ferralítica están por debajo del 50% en general. Las formas amorfas en los suelos Sialíticos tienden a predominar.

Aluminio en suelos.

El aluminio es el tercer elemento más abundante en la tierra (después del oxígeno y el silicio), constituye hasta un 8.1% de la corteza terrestre. Se encuentra principalmente en la fracción arcilla.

Se convierte en un elemento tóxico para las plantas sólo bajo ciertas condiciones. Esto ocurre particularmente en suelos con pH menor de 5 (Kamprath y Foy, 1971). La acidez por si misma no constituye un factor limitante para el desarrollo de las plantas (Alam, 1981; Ramírez *et al.*, 1983), estas sufren el efecto de la toxicidad del aluminio cuando la concentración de este catión, en la solución del suelo, es mayor de 1 o 2 ppm. El aluminio en la solución del suelo es generalmente menor de 1 ppm cuando el porcentaje de saturación del complejo de cambio con Al es menor del 60%.

El crecimiento de la población, las actividades agrícolas y la industrialización, han propiciado la liberación del aluminio a partir de los minerales primarios a través de la acidificación del medio ambiente del suelo el cual tiende a aumentar con el tiempo. En las ultimas dos décadas, el proceso acelerado de acidificación que genera la actividad antropogénica en suelos forestales se ha considerado un tema de medio ambiente.

Ocurrencia de la Gibsita en los suelos.

Entre los tres polimorfos de hidróxidos de aluminio solamente la gibosita es común en los suelos y en depósito de bauxita.

El desarrollo de hidróxido de aluminio en los suelos el proceso es retardado y tomo lugar solamente en medios ácidos. Esta condición favorece el desarrollo de la gibosita. Este es uno de los minerales más abundante en los suelos Oxisoles.

La formación de la gibosita ocurre rápidamente, una vez que la sílice es separada del aluminio. Si la percolación del agua es baja (mal drenaje), la sílice puede gradualmente acumularse y recombinarse con el aluminio para formar caolinita. Por eso, la meteorización de los silicatos primarios de aluminio por meteorización da directamente la gibosita a través de la caolinita como intermediaria, este proceso es gobernado por la intensidad del lavado, además este es afectado por un número de factores tales como las precipitaciones, temperaturas, rocas parentales, topografía, manto freático, vegetación y tiempo.

Los estudios realizados por diferentes autores han demostrado la formación directa de la gibosita en las zonas tropicales y subtropicales de altas precipitaciones y temperaturas, esto debe acompañarse de un buen drenaje. En contraste, la formación de la caolinita intermedia (neoformación) se observa en condiciones de drenaje moderadamente bueno.

Los estudios realizados en climas tropicales húmedos, encontraron que rocas básicas intermedias, la meteorización de estas dan directamente gibosita, pero las rocas ácidas al meteorizarse dan gibosita pero a través de la caolinita.

Las rocas básicas contienen feldespatoideos ricos en Al y plagioclasa que son altamente susceptibles a la meteorización química. Las rocas básicas también contienen minerales ferro magnesiano tales como olivino y piroxeno que son usualmente los primeros componentes en descomponerse en la meteorización química. Además condición de buen drenaje porque son muy porosas. Por otro lado las rocas ácidas tales como el granito y neis son normalmente compacto y resistentes a la

meteorización. Consecuentemente el movimiento del agua de percolación, en general, es más lenta en la meteorización de estas rocas.

Reacción de los hidróxidos de aluminio en los suelos.

Reacción con los aniones:

Algunos aniones pueden ser retenidos por los hidróxidos de aluminio. La fuerza de su retención es un factor importante que gobierna su movilidad en el suelo.

Entre los aniones, el fosfato ha sido mas extensamente estudiado y el de más controversia. Se asume que los fosfatos retenidos por el hidróxido de aluminio son de baja disponibilidad para las plantas.

La absorción del fosfato por el hidróxido de aluminio generalmente se incrementa con la disminución del pH y esta puede reemplazarse por los fosfatos pero no ocurre a la inversa. Esto puede ocurrir por el incremento del movimiento de los sulfatos después de una fertilización fosfática.

La absorción de los silicatos mostró un máximo a pH 9 - 9,5 y rápidamente decreció a ambos lados del máximo. En medio ácido la absorción del silicato es muy limitada. Por esto, la aplicación de silicatos frecuentemente incrementa la disponibilidad del fosfato en los suelos alcalinos o neutrales.

Estabilización de los agregados del suelo.

La cantidad de sesquióxidos extraídos de los suelos con buena agregación fue considerablemente mayor que los extraídos de suelos con fracción pobremente agregada. Los agregados son estables en los suelos Ferralíticos, porque se presentan fuertemente revestidos de óxidos de Fe y Al y al remover estos óxidos se destruyen los agregados ya que se hacen inestables.

Diferentes estudios han demostrado que los hidróxidos de aluminio son más efectivos que los óxidos de hierro en el mantenimiento de la estabilidad de los agregados.

El mecanismo de agregación con la presencia de los hidróxidos de aluminio, no ha sido claramente expuesto en la literatura, pero dos tipos de efectos son concebibles en el razonamiento. Pequeños polímeros de OH-Al, los cuales pueden ser considerados

como fragmento de hidróxidos de aluminio sólidos pueden ayudar más que los cationes cambiables en el espacio inter laminar de las arcillas minerales expandibles. Su presencia en primer lugar puede ayudar a la reducción de la hinchazón y expansión de las partículas arcillosas por enlaces de la sílice contigua de las laminas y por desplazamiento de los cationes situados en la interfase que tienen un alto poder de hidratación tales como el Li^+ y Na^+ y de tal modo promueven la agregación.

Los hidróxidos de aluminio y los polímeros de OH^- - Al , pueden también reaccionar con las partículas arcillosas con sus superficies externas y cementarlas entre sí. Las cargas positivas de los hidróxidos de aluminio están distribuidas en los bordes. Por eso con la distribución espacial de esta no es posible que todas tengan la carga positiva de un hidróxido de aluminio unida y enteramente satisfecha por una partícula arcillosa.

Los hidróxidos de aluminio decrecen su carga positiva con el incremento del pH y el diámetro de las partículas.

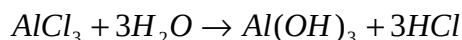
Los hidróxidos de aluminio ejercen un efecto pequeño en la agregación en el punto cero de cambio (ZPC). En principio los hidróxidos de aluminio bien cristalizados también puede ser capaces de actuar como un agente cementante en medios ácidos, pero esta magnitud puede ser despreciable cuando lo comparamos con material no cristalino (amorfo). Los óxidos de hierro tienen una mayor tendencia a la agregación que los hidróxidos de aluminio cristalizado.

Los compuestos de la materia orgánica, principalmente los polisacáridos, se conoce que están asociadas estrechamente con la agregación del suelo, no obstante los componentes de la materia orgánica están cargados negativamente y por tanto no puede reaccionar directamente con las arcillas. Se sugiere que esta puede promover la agregación a través de los siguientes enlaces:

Arcilla - (Al , Fe) - M.O. - (Al , Fe) - Arcilla.

Influencia del Aluminio en la acidez:

Este elemento puede influir en la acidez del medio, mediante su disociación hidrolítica del AlCl_3 de la siguiente forma:



La presencia del aluminio de cambio en los suelos ácidos y su paso a la solución del suelo puede llegar a causar un daño mortal a los cultivos agrícolas.

Conclusiones.

Las arcillas aluminio-silicatadas tienen 2 tipos de enrejados principales 1:1 y 2:1. Las arcillas 1:1 poseen 2 láminas en su capa (una silicica y otra aluminica), son muy estables con una interfase interna prácticamente nula razón por la cual poseen mayor diámetro y menor superficie específica. Las capas se superponen por enlaces de hidrógeno, por estas razones tienen baja capacidad de adsorción y retención de humedad. Son portadores en los suelos de baja fertilidad y buen drenaje interno.

Las arcillas de enrejadas 2:1 son más fértiles pero les proporcionan al suelo malas propiedades físicas e hidrofísicas por sus altas propiedades coloidales. Pertenecen a este grupo las arcillas montmorillonita las Illitas y las micas hidratadas.

Los óxidos e hidróxidos de Fe y al se presentan en todos los suelos, pero en mayor cuantía se acumulan en los suelos más edafizados, más evolucionados, más viejos. Les proporcionan al suelo muy baja capacidad de cambio pero magníficas propiedades físicas e hidrofísicas.

Capítulo No 4. La materia orgánica del suelo

MSc. Nicolás Reinol Ruiz López

Introducción

La materia orgánica del suelo esta constituida por un sistema complejo de sustancias, cuya dinámica se determina por la admisión continua de residuos orgánicos animales y vegetales existentes en el suelo y su constante transformación bajo la acción de factores biológicos, físicos y químicos. En este concepto están comprendidas todas las uniones orgánicas que se encuentran en los límites de la capa del suelo y que perdieron la relación con los organismos vivos.

Los residuos orgánicos constituyen una fuente de energía fácilmente disponible para la flora y fauna del suelo. Al nutrir a la flora y fauna del suelo, se crean condiciones mas apropiadas para que éste aumente su calidad como hábitat para los cultivos económicos, al hacerse más fértiles y productivos por su acción en las propiedades físicas, hidrofísicas, químicas, fisicoquímicas, mineralógicas y biológicas. Cuanto mayor es la cantidad de literas existente, mayor será la proporción de sustancia energética formadora de suelo. El humus producto final de la descomposición de la materia orgánica, está comprendido dentro de este concepto y es su parte más importante.

La materia orgánica constituye un índice morfogenético de diagnóstico, por ello se utiliza también en la clasificación de suelos. Interviene en todas las propiedades del suelo, forman los complejos órgano - minerales, eleva la fertilidad natural de los suelo y su presencia de forma adecuada impide los procesos degradativos del suelo.

La materia orgánica y las sostenibilidad de los agro ecosistemas

La rápida degradación de los suelos agrícolas sobre explotados en el mundo, especialmente en los países tropicales y subtropicales y en vías de desarrollo, ha despertado en las últimas décadas preocupación por la calidad de los suelos y la sostenibilidad de los agro ecosistemas. Para mantener la productividad biológica, la calidad ambiental y la vida vegetal y animal en la fase de la tierra, es necesario

introducir modificaciones en los sistemas de manejo para con ello evitar y controlar la degradación de los suelos, y en todo lo concerniente a este postulado, la materia orgánica es de particular interés.

Se han introducido como propuestas un conjunto de variantes químicas, físicas y biológicas capaces de detectar la alteración cualitativa del suelo en su manejo. El carbono orgánico total y el contenido de materia orgánica, se encuentran entre esas variantes, por ser indicadores claves de la calidad del suelo; primero, debido a que los niveles de materia orgánica son muy sensibles a las prácticas de manejo (en países tropicales y subtropicales, los suelos de cultivo, pierden en los primeros años de explotación el 50% de la materia orgánica por la actividad biológica y la erosión), y segundo, porque la mayoría de los atributos del suelo, están relacionados con la materia orgánica (estabilidad de los agregados, resistencia a la erosión, disponibilidad de nutrientes, infiltración, retención de humedad, capacidad de intercambio y otros). Un sistema es estable cuando la fase de admisión y pérdidas son equivalentes.

La cantidad de carbono en determinadas condiciones edafológicas, depende de las especies de cultivo y las tecnologías utilizadas. La vía de asimilación de carbono ocurre por el proceso de fotosíntesis y las pérdidas ocurren principalmente por el CO₂ liberado en la respiración, por la descomposición de la materia orgánica efectuada por los microorganismos, pérdida de compuestos orgánicos solubles, erosión y en determinadas condiciones dependen directamente del manejo del suelo.

En la actualidad, el encarecimiento de los fertilizantes minerales en medio de la crisis mundial del petróleo y la falta de recursos en la gran mayoría de los países subdesarrollados, esta haciendo conciencia por el uso de abonos orgánicos para la agricultura moderna.

Fuentes y origen de la materia orgánica del suelo

La fuentes naturales de materia orgánica del suelo, son los tejidos vegetales y animales, siendo más importante y constituyendo el mayor aporte, los tejidos vegetales (85%); las hierbas secas, hojas, ramas, raíces, lombrices, ciempies, hormigas y otras formas de vida y porciones vegetales que incorporadas al suelo forman parte importante de él. La distribución en cantidad y profundidad de la materia orgánica en el

suelo, varía de acuerdo a las características morfogenéticas, cuidado en el manejo, sistemas de explotación y otros. Las fuentes artificiales de materia orgánica en Cuba, son muy variadas y cada una con sus particularidades. Algunas de estas fuentes: residuos de cosechas, cachaza, estiércol de ganado, guano de murciélago, gallinaza y residuos de industrias. Tabla No 4.1.

Tabla No 4.1. Posibilidades potenciales de acopio y producción de diferentes fuentes de materia orgánica en Cuba. Tomado de Instituto de Suelos. Ministerio de la Agricultura, (2001).

Tipo de materia orgánica.	miles de toneladas
Producción de estiércol	25210
Gallinaza	35,7
Cachaza	1670
Guano de murciélago	53,9

Sustancias orgánicas derivadas de la descomposición de los residuos orgánicos del suelo

Los primeros estudios realizados para determinar los compuestos orgánicos simples derivados de las variadas formas de materia orgánica del suelo, datan desde hace cerca de 60 años y la diversidad de materiales vegetales, animales y microflora presentes, originan una variedad de sustancias de propiedades físicas y químicas diferentes.

Los residuos de plantas contienen un promedio de 75% de agua y 25% de materia orgánica, compuesta ésta última principalmente por carbono, hidrógeno y oxígeno en un 90%; los restantes elementos consisten en azufre, calcio, fósforo, potasio, silicio, aluminio, hierro y otros que suman un aproximado de 60 %. Algunos autores dividen los compuestos de las plantas en: compuestos libres de nitrógeno, compuestos que contienen nitrógeno y constituyentes minerales o inorgánicos. Los compuestos orgánicos del suelo incluyen los constituyentes o productos de descomposición de residuos de plantas y productos de la actividad microbiana y productos de resistencias en las formas celulares bacterianas y se establecen en general los siguientes grupos:

- Carbohidratos:
- Parafinas.
- Ácidos orgánicos de la serie de grasas y sus derivados:
- Alcoholes
- Esteres:
- Aldehídos:
- Resinas:

Investigaciones realizadas, refieren que un total de 20 compuestos amino-nitrogenados se encontraron en muestras de suelos, y la mayor cantidad de ellos apareció en cosechas de crecimiento rápido como la alfalfa. Los constituyentes de las plantas son comúnmente clasificados en siete grupos principales. Tabla No 4.2.

Tabla No 4.2. Constituyentes de las plantas (valores promedios sobre la base de materia seca). Tomado de Kononova, M. M.(1982).

Sustancias	(% de peso seco)
Celulosa	15 - 60%
Hemicelulosa	10 - 30%
Proteínas y aminoácidos	1 - 15%
Lignina	5 - 30%
Azúcares, aminoácidos y ácidos alifáticos	5 - 30%
Taninos , grasas , ceras y resinas	1 - 9%

Procesos de transformación de la materia orgánica del suelo

La alteración y descomposición de los residuos orgánicos del suelo, constituye un proceso bioquímico enzimático, bajo la influencia de la actividad de los microorganismos y tiene lugar por varias vías y multitud de sustancias, reacciones y de

otros factores externos e internos que intervienen. Los organismos que viven en el suelo, animales y vegetales son muy numerosos y revisten las más variedades formas y son en esencia los factores principales de la degradación de los residuos o fuentes orgánicas, e influyen en los contenidos de materias orgánica por sus deyecciones y restos. Los organismos realizan funciones específicas, tales como la amonificación y nitrificación; otros fragmentan y roen los tejidos; su población y actividades dependen en gran medida de las condiciones de acidez, materia orgánica, temperatura, humedad, labranza y enmienda de los suelos. La macro fauna es la responsable de la alteración y distribución inicial de los residuos vegetales incorporados al suelo, la micro fauna y micro flora desarrollan los procesos de descomposición más complejos.

En cuanto a la sucesión de microorganismos durante la descomposición de los residuos, depende de las características y composición de las diferentes sustancias y fuentes, considerándose en orden: las bacterias, los hongos y los actinomicetos. Tabla 4.3.

Tabla No 4.3. Densidad de la población por gramo de suelo. Tomado de Primavessi, A. (1995).

Organismos	(Máximo)	(Mínimo)	(Promedio)
Bacterias	45 000 000	22 500 000	35 000 000
Protozoarios ciliados	1 000	100	500
Protozoarios amebas	280 000	150 000	200 000
Protozoarios flagelados	770 000	350 000	500 000
Algas	1 500 000	700 000	1 000 000

La descomposición de la materia orgánica del suelo se produce a través de dos tipos de procesos, ambos microbianos en su mayor parte:

- La humificación: Conjunto de procesos que provocan la formación de distintos compuestos del humus a partir de los productos de la descomposición y alteración de los diferentes residuos orgánicos. El proceso de síntesis, es decir, la formación de macromoléculas se desarrolla por un proceso complejo mediante el cual se forman polimeros por policondensación que están regidos por la actividad biológica en diferentes medios.

- La mineralización: que consiste en la liberación en forma de moléculas inorgánicas o de iones (H_2 , CO_2 , NH_4 , NO_4 , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) de los elementos que primitivamente formaban parte de la materia orgánica.

Con la humificación y mineralización de los compuestos orgánicos, los microorganismos intervienen en procesos pedogenéticos y en general, en las características físicas, químicas y biológicas del suelo.

Algunos factores que dirigen el rumbo de la descomposición de la materia orgánica pueden resumirse en los cuatro grupos siguientes:

- La naturaleza de los residuos materiales
- Características de los suelos
- Factores climáticos:
- Tipo de microorganismos

Cuanto más resistente es la naturaleza de la sustancia orgánica más lenta es la descomposición. La reacción del suelo determina su flora y fauna, desarrollándose las bacterias a pH entre 4 y 10; los hongos son más efectivos en medio ácido, siendo la mayor degradación de la materia orgánica a pH neutro, por lo que se destacan las bacterias. También relacionado con el suelo, es muy importante su relación aire agua, al determinar la oxidación del medio quién a su vez regula los microorganismos bien aeróbicos o anaeróbicos; el contenido de aire óptimo es cuando la porosidad de aeración se encuentra entre $1/3$ y $1/2$ de la porosidad total. La temperatura regula la cantidad y actividad de la flora y fauna del suelo, pero los diferentes organismos tienen sus especificidades, por ejemplo las bacterias actúan óptimamente entre los 25 y 35 C y a 37 C, se estimula la oxidación de la lignina, mientras a 45 C, se produce una rápida descomposición. Las bacterias aeróbicas producen una descomposición más rápida y un producto final húmico de superior calidad. Las transformaciones se ven seriamente afectadas por la carencia de agua ya que existe menor desarrollo de la vegetación y menor actividad microbiana. Si los suelos tienen textura arenosa habrá menor cantidad de materia orgánica que en uno arcilloso; intervienen también otros factores como son: la profundidad del solum, posición topográfica y el grado de permeabilidad. Sin embargo los suelos con excesiva retención de humedad, tienden a acumular los

residuos debido al menor desarrollo microbiano. En condiciones de hidromorfia permanente predomina la turbificación, se forman suelos orgánicos y ciénagas.

La presencia de CaCO_3 , regula el pH del suelo, activa la descomposición de los residuos vegetales y neutraliza los ácidos que se forman durante la mineralización. El calcio favorece la polimerización de los poli fenoles, coagula las moléculas de ácidos húmicos y evita su migración, favorece la formación de complejos órgano minerales muy estables a la descomposición y tienden a la formación de horizontes A bien humificados. En suelos de reacción ácida, predomina la formación de humus de baja calidad y hay menor acumulación, lo mismo sucede en reacciones alcalinas por la presencia del sodio que eleva el pH a más de 8.5. El pH óptimo debe de oscilar en el rango de 6,5 a 7,5 con predominio de bases de calcio.

- La relación C/N es un índice de gran estabilidad en los suelos, indica el contenido del N asimilable con respecto al total de materia orgánica y da la medida de la desintegración orgánica. La relación C/N media en los suelos es en general 10:12 / 1.
- Relación C/N en los microorganismos, generalmente es de 6/1; en las plantas, depende del tipo de vegetal, grado de desarrollo, edad, por ciento de floración, fructificación, si es menor de 30 / 1 se valora de baja y el proceso de humificación es rápido, pero si la relación es superior a 40 / 1 se considera alta y por tanto el periodo de humificación es más largo. Esto es importante a la hora de establecer los cultivos ya que si la relación es muy alta y no se espera a que se decomponga la materia orgánica los microorganismos retienen el nitrógeno asimilable y se produce una depresión de los nitratos. Cuando se añade al suelo, materiales orgánicos de fácil degradación, la actividad microbiana se estimula tanto, que no solamente se degradan los tejidos añadidos, sino que además se descomponen las sustancias resistentes. Figura 4.1.

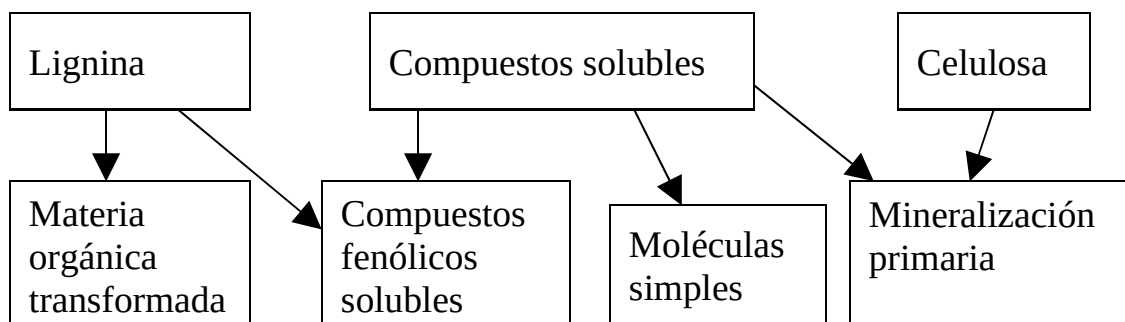


Figura 4.1. Proceso de transformación de la materia orgánica fresca. Tomado de Kononova, M. M.(1982).

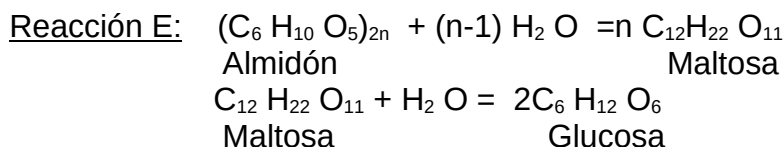
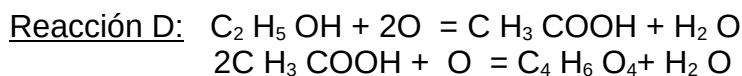
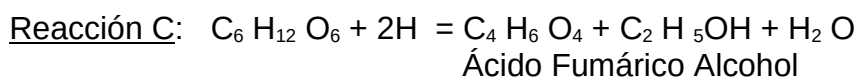
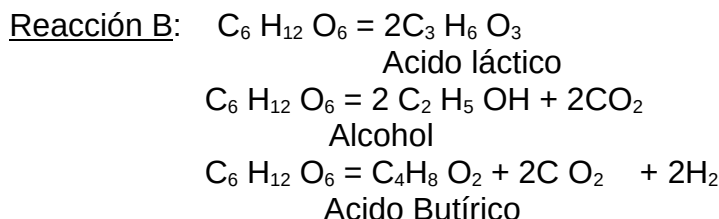
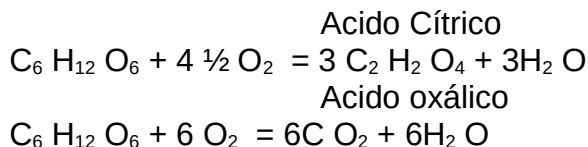
Transformación de la sustancia orgánica carbonada

Durante la descomposición de residuos de plantas y animales, los macro y microorganismos del suelo utilizan el carbono, como fuente de energía. El hecho de que algunas sustancias se acumulen en el suelo, se debe a la resistencia, a la degradación de algunas fracciones de los residuos de animales, microorganismos y vegetales ricos en carbono. La descomposición de carbohidratos, celulosa y hemicelulosa, depende enteramente de la composición de los mismos, la naturaleza de los organismos y las condiciones de descomposición, especialmente el oxígeno. Los productos que se forman durante el proceso de descomposición se indican a continuación:

- Reacción “A”, cuando la glucosa es atacada por hongos en condiciones aeróbicas.
- Reacción “B”, cuando la glucosa es atacada por bacterias aeróbicas y levaduras.
- Reacción “C”, cuando la glucosa es atacada por hongos que crecen anaeróbicamente.
- Reacción “D”, cuando el alcohol es oxidado en condiciones anaeróbicas.
- Reacción “E”, cuando el almidón es hidrolizado primeramente por enzimas diastásicas.

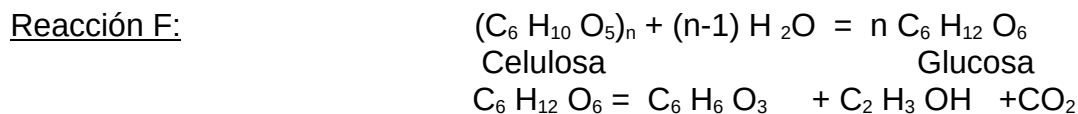
Descomposición de los carbohidratos

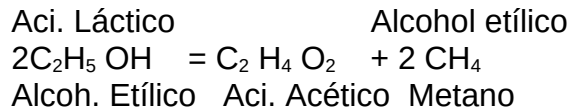
Reacción A: $C_6 H_{12} O_6 + 1 \frac{1}{2} O_2 = C_6 H_8 O_7 + 2H_2 O$



Con respecto a la descomposición de la celulosa, es resistente a varios agentes oxidantes, y solo hidrolizada por ácidos concentrados; también resiste el ataque de la gran mayoría de los microorganismos que habitan en el suelo. La degradación de la celulosa por microorganismos depende enteramente de la naturaleza de los organismos y de las condiciones de descomposición. Cuando la descomposición de la celulosa se realiza por bacterias aeróbicas y hongos, dicha sustancia se transforma completamente en CO_2 , materiales viscosos y ciertos pigmentos. Si la descomposición es por bacterias aeróbicas, se originan varias sustancias, reacción "F".

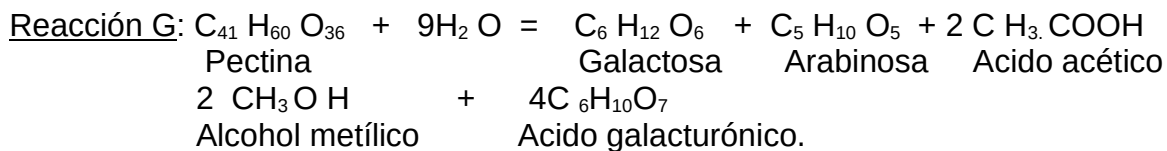
Descomposicion de la celulosa:





Respecto a la descomposición de la hemicelulosa, existe gran variabilidad en la digestibilidad y razón de su descomposición, debido a las diferencias en su naturaleza química. Dentro de la hemicelulosa es importante la descomposición de las pectinas, la que es llevada a cabo por un grupo de enzimas, como pectosa, pecinaza y pectosaza, reacción "G".

Descomposición de la hemicelulosa



La descomposición de la lignina, se realiza tanto en condiciones aeróbicas como anaeróbicas y en ella influyen las proporciones de celulosas, hemicelulosas y otros carbohidratos. Durante la misma, la microflora utiliza sus componentes como fuente de nutrientes y energía. La lignina es probablemente degradada a simples sustancias aromáticas mediante la intervención de enzimas extracelulares segregadas de los microorganismos presentes en el suelo. La lignina resulta mucho más resistente a la degradación de los otros compuestos, por lo que tiende a acumularse y convertirse en un componente de materia orgánica del suelo. La lignina en las plantas es muy similar a la lignina en el suelo y en este caso reviste extrema importancia ya que se incrementan los grupos carboxilos (R - COOH), dado que el H de dicho grupo puede intercambiar con otros cationes y aumentar la capacidad de intercambio de la materia orgánica.

La presencia de cierto número de enzimas extracelulares, exudadas por ciertos microorganismos y cuya función es simplificar las grandes moléculas y radicales de la lignina y otros compuestos similares es importante. Algunas de las enzimas que actúan en la descomposición de la lignina y proteína son: la fosfatasa, proteasa, enterasa, catalasa, lacasa, sacarasa. Se considera que el ácido tánico presente en el suelo posee poco o ningún efecto en la descomposición de la lignina. Las fracciones de los

residuos orgánicos del suelo, más resistentes a la degradación, lo constituyen la lignina y las resinas, y esto permite su acumulación en el suelo, y contribuye a la formación de humus.

Transformación de las sustancias orgánicas nitrogenadas

La transformación de las sustancias orgánicas nitrogenadas en el suelo, son de capital importancia para la actividad microbiana y la nutrición de las plantas, por la liberación de ciertos constituyentes como el nitrógeno en sus variadas formas. Hay que considerar que la mayor parte del nitrógeno se encuentra en forma orgánica, pero que ésta última no puede ser usada directamente por las plantas superiores, sino que debe ser primero degradada a formas más simples, mediante un proceso que se denomina mineralización. Las proteínas y sustancias derivadas, presentes en el suelo y originadas de restos vegetales, animales y microorganismos, son transformadas en aminas, aminoácidos y varias sustancias, las cuales pueden ser fácilmente descompuestas a bióxido de carbono, compuestos amonios y otros simples productos, como se exponen a continuación:

Proteínas, proteasas y pectasas: a. Ácidos amidos: CO_2 , H_2O , NH_3 , etc.

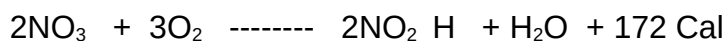
b. Aminoácidos

Los procesos fundamentales en la transformación de las sustancias orgánicas nitrogenadas, son la amonificación, nitrificación y desnitrificación:

Amonificación: Es la degradación de la materia orgánica hasta formar compuestos amoniacales; puede realizarse tanto en condiciones aeróbicas como anaeróbicas. En condiciones aeróbicas, los compuestos son atacados por bacterias, hongos y actinomicetos. En condiciones anaerobias, el proceso está relacionado con los bacilos *puerificus*, esporógenos y otros.

Nitrificación: Las sales de amonio, en condiciones de aeración temperatura ($20 - 30^\circ \text{C}$), ligera alcalinidad (pH 6,5 - 8,5) y humedad (60% de la capacidad de campo) principalmente, son atacadas por ciertos organismos nitrificantes, denominados nitrosomonas. El proceso de nitrificación se realiza en dos etapas:

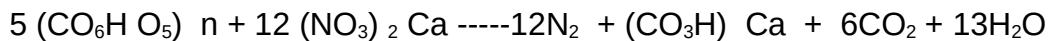
- El amoniaco se oxida por las bacterias micrococcus de la especie nitroso monas y forma ácido nítrico:



- El ácido nitroso se oxida por medio de las bacterias de la especie nitrosobacter y forma ácido nítrico



Desnitrificación : El ácido nítrico, en un medio abundante en materia orgánica rica en carbohidratos (celulosa), pH alcalino y mala aeración los microorganismos como bacillus micoides que es amonificante y las bacterias coliconmunes, pseudomonas fluorescens, bacterium stutzori y otros, se vuelven desnitrificantes, y utilizan los nitratos como fuentes de oxígeno:



Estudios realizados han demostrado que del 20 al 50 % del nitrógeno del suelo, se encuentra formando aminoácidos; que del 5 al 10 % se halla combinado, formando aminoazucres; y que existen otros compuestos orgánicos que contienen cierta cantidad de nitrógeno. Los materiales orgánicos con relación carbono nitrógeno alta, son más resistente a la descomposición y requieren más tiempo para que el nitrógeno se transforme en forma amoniacal o nítrica. Los microorganismos requieren el nitrógeno para la formación de proteínas y si se adiciona nitrógeno asimilable al suelo, se acelera el proceso de descomposición como consecuencia de un aumento de la población microbiana.

Un factor importante a tener en consideración en la velocidad de descomposición de los restos orgánicos y en general en la masa del suelo, es la relación carbono nitrógeno (C/N). Si esta relación es mayor de 12 (relación C/N elevada), se produce más inmovilización del nitrógeno que su mineralización, ya que los microorganismos necesitan nitrógeno para formar sus proteínas y células. Cuanto mayor sea la relación C/N, mayor será el periodo de inmovilización; las relaciones comprendidas entre 33/1 y 17/1, dan una mineralización igual a la inmovilización. Cuanto menor sea la relación C/N, menor será el tiempo de mineralización, debido a que disminuye la fuente de energía y, por tanto, la población microbiana, y se requeriría entonces menos nitrógeno, hasta un punto en que todo el NO_3 se elimine por ser utilizado por los microorganismos.

Estudios con una preparación cruda del tanino, combinada con la gelatina de proteína y gluten, con el propósito de producir complejos que fueran relativamente resistentes al

ataque de los microbios, demostraron que el tanino reduce la razón de descomposición de proteínas, peptonas y aminoácidos, y que el efecto en la relación es mayor en las proteínas. También se ha demostrado que los taninos y compuestos fenólicos inhibían la actividad enzimática microbiana y afectaban las enzimas deshidrogenasas, descarboxilasas, aminolasas, invertasas, fosfatasas, ureasas, polifenoloxidasas, catalasa y otros. Uno de los factores más importantes que afectan la transformación de nitrógeno en el suelo es la temperatura, por su influencia en los cambios biológicos del suelo, cuestión que se relaciona directamente con la estación.

El humus: su composición y características.

El estudio del humus reviste un gran interés. Desde hace más de 100 años se estudian sus propiedades, características y fraccionamiento, su origen, formación y constitución, quedando aún muchas interrogantes. En la primera mitad del siglo XIX, los científicos comprendieron que el "humus", es una sustancia compleja, compuesta por ácidos húmicos y sustancias inertes de humina, señalándose desde muy temprano que la formación del humus constituye un complejo proceso bioquímico de degradación y síntesis de sustancias orgánicas, en que los microorganismos del suelo juegan un papel importante. El humus contiene un gran número de compuestos orgánicos, así como de sustancias polimerizadas, moléculas aromáticas, polisacáridos de varias clases, aminoácidos, polímeros de ácidos urónicos, ácidos poliurónicos y otros. Contiene compuestos de fósforo orgánico, ácidos y otras sustancias. Solo una pequeña porción del total del humus es soluble en agua y una gran parte puede serlo en disoluciones alcalinas. El humus es una sustancia específica de gran peso molecular y de naturaleza muy compleja. Es una mezcla de compuestos orgánicos ternarios (C, H, O), y sobre todo cuaternarios (C, H, O, N), que engloban en sus moléculas gran número de minerales, tales como: manganeso, sodio, potasio, calcio, azufre, fósforo y hierro,. Se diferencia principalmente de los residuos que le dieron origen en: prácticamente no poseen moléculas pequeñas libres y el humus está constituido por macromoléculas; posee cantidades mayores de C y N₂ y menores de O₂, así, las macromoléculas que lo integran son semejantes pero no idénticas, no se repiten las mismas estructuras, posee grupos Carboxilos (CO - OH) e Hidroxilos (C -

OH) que le confieren propiedades ácidas; se comportan como acidoides y pueden intercambiar cationes. Es una sustancia amorfa de color castaño a negro, sin vestigios de la estructura anatómica del material que le dio origen; compuesto principalmente de ligninas, y que la conversión de ésta en materia húmica, implica una oxidación y un enriquecimiento en nitrógeno. Los procesos de oxidación tienen como resultado un incremento de los grupos carboxilos (COOH), y si hay amoníaco, una parte se convierte en componente del nuevo producto oxidado.

La humificación es un proceso donde las reacciones de oxidación bioquímica, se acompaña de la acumulación de sustancias de alto peso molecular. Estos productos de alto peso molecular de la descomposición de proteínas y sustancias tánicas, lignina y otros compuestos de restos vegetales, microbianos y animales, sufren reacciones de condensación mutua o polimerización. La humificación, se acompaña del aumento de la cantidad de grupos carboxílicos, a costa de grupos hidroxílicos y carboxílicos. En la humificación, pueden formarse simultáneamente sustancias húmicas de diferentes grados de condensación. Los sistemas más condensados de alto peso molecular, los presentan las formas húmicas de color oscuro, y las sustancias de menor peso molecular las forman las sustancias fúlvicas. Es importante recalcar que las sustancias húmicas contienen concentraciones relativamente altas de radicales libres, y que ellos juegan un gran papel en muchas de las reacciones que ocurren en el suelo.

La transformación de los compuestos orgánicos en humus comprende tres procesos que se realizan con la participación de fermentos que tienen carácter de biocatalizadores, estos son:

- descomposición hasta compuestos más simples
- síntesis de sustancias secundarias que forman el plasma de los microorganismos
- humificación

La posibilidad de que las sustancias húmicas del suelo, sean formadas por la condensación de quinonas y/o azúcares reductores con compuestos aminos, es un proceso que consta de dos etapas:

- ❖ descomposición de todos los compuestos, incluyendo la lignina en simples monómeros.
- ❖ polimerización de esos monómeros simples en polímeros de alto peso molecular, de color pardo.
- ❖ Los grupos quinonas, asociados a las sustancias húmicas, participan en importantes reacciones de significación geológica, geoquímica y biológica y a los que se les atribuye las propiedades biológicas de los compuestos húmicos.

El conocimiento de la estructura química del humus, se dificulta por la falta de métodos apropiados para dividir el material en sus partes constituyentes.

El humus esta constituido principalmente por: ácido húmico, ácido fúlvico y las humínicas. Los ácidos húmicos y ácidos fúlvicos, son compuestos similares, donde la estructura de ambos puede considerarse como formada por un núcleo constituido por compuestos cíclicos y aromáticos o a través de puentes de carbono o amínicos, cuyo carácter es hidrófobo, y por brazos que constan principalmente de polipéptidos y sus derivados, los cuales tienen radicales de carácter hidrófilo y preferentemente acidoides.

El humus es muy dinámico, sujeto a continuos cambios y los constituyentes más resistentes son los que favorecen su formación, entre los que se encuentra la lignina en un 40 – 45%, las proteínas en 30 - 35%, también remanentes de grasas, ceras y otros. Hay además, compuestos inorgánicos elementales que integran parte del complejo, como fósforo, azufre, calcio, potasio, hierro, aluminio y otros. En la Figura 8.4, se reseña el esquema general de la formación de las sustancias húmicas en los suelos tropicales. La lignina y las proteínas conforman del 70 al 80% del humus, para una relación C/N bastante estable, pero no absolutamente resistente a la acción microbiana. En la humificación ocurre un proceso de reacción de condensación o polimerización de sustancias monoméricas, y de productos simples intermediarios de la descomposición de restos orgánicos, tales como aminoácidos, quinonas, fenoles que con la participación de microorganismos y enzimas, se sintetizan en las sustancias húmicas. En la medida que avanza el proceso de formación del humus, aumenta su peso molecular.

Las sustancias húmicas están formadas por la descomposición de dos grupos de sustancias: las de origen animal que constituyen del 10 al 15%, formados por los

productos de degradación y metabolismo de los microorganismos del suelo y los de origen vegetal que comprenden aproximadamente del 85 al 90%. El contenido de nitrógeno en el humus es por término medio de un 5%, con una relación C/N de 1:9 y 1:12; relación que tiende a ser más baja en los suelos áridos. El contenido de carbono orgánico puede variar en los diferentes suelos.

La fracción más importante del humus la constituyen los ácidos húmicos, los cuales tienden a acumularse en el suelo. Los ácidos fúlvicos son muy agresivos ejerciendo gran influencia en la génesis del suelo.

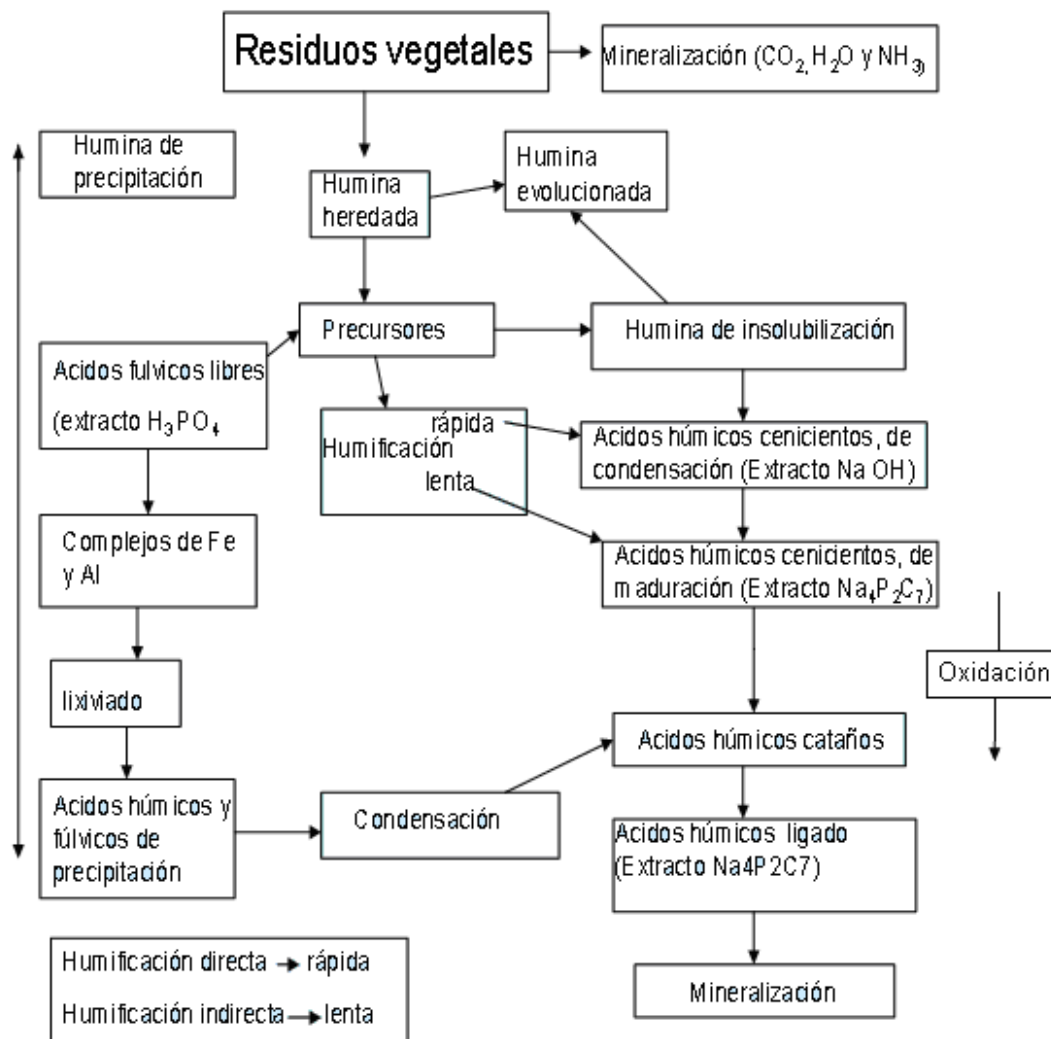


Figura 8.4. Esquema general de la formación de las sustancias húmicas en los suelos tropicales. Tomado de Feller, C.; Bernhard - Reversat, F.; García, J. L.; Pantier, J. J. (1987).

Ácidos húmicos.

Los ácidos húmicos constituyen la fracción más importante del humus, influyendo marcadamente en las propiedades del suelo, fundamentalmente en la estructura, gracias a sus características. En lo referente a la capacidad de absorción, poseen grupos funcionales; forman con el calcio, hierro y aluminio uniones inmóviles y resistentes protegiéndolos del lavado. La molécula de ácido húmico consta de: a) un anillo aromático, b) compuestos que contienen nitrógeno en forma cíclica y forma de cadena periférica, y c) sustancias posiblemente reductoras. Es de estructura compleja y de gran peso molecular, por ser el producto de la condensación de compuestos aromáticos, con productos de descomposición de proteínas, y con la posible participación de sustancias de naturaleza carbohidratada.

Es heteropolicondensada, y sobre la base de la presencia de grupos funcionales, la cantidad de formas de nitrógeno hidrolizable y no hidralizable, la cantidad de compuestos reductores y la cantidad de anillos aromáticos de los ácidos húmicos, posee una fórmula estructural compleja. La composición y características de los compuestos húmicos puede mostrar cambios regulares de acuerdo a las condiciones bajo las cuales se formaron. Algunas sustancias orgánicas obtenidas mediante la hidrólisis de los ácidos húmicos se encuentra arabinosa, xilosa, y trazas de fructosa, galactosa, glucosa y manosa. La Figura 8.5, se muestra la estructura de los ácidos húmicos, y en la Figura 8.6 el modelo de ácido humico mostrando los diversos grupos funcionales, estructuras aromáticas y alifáticas.

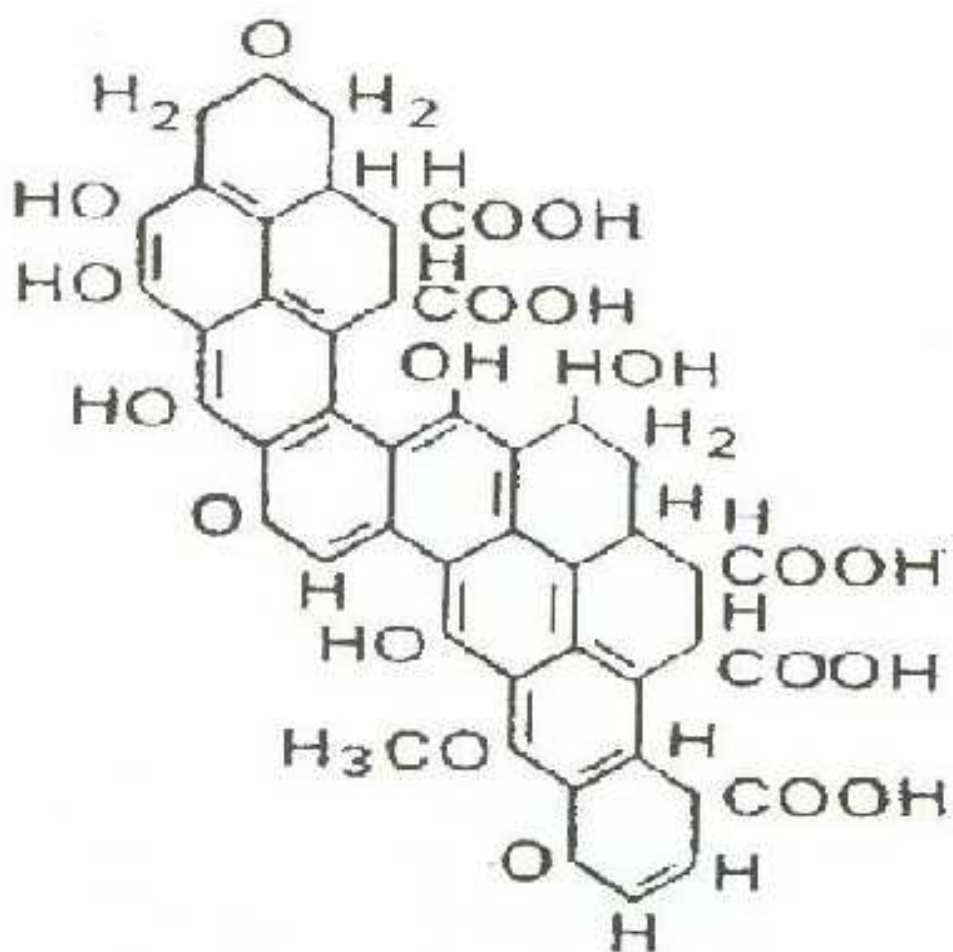


Figura 8.5. Estructura de los ácidos húmicos. Tomado de Orlov, (1986).

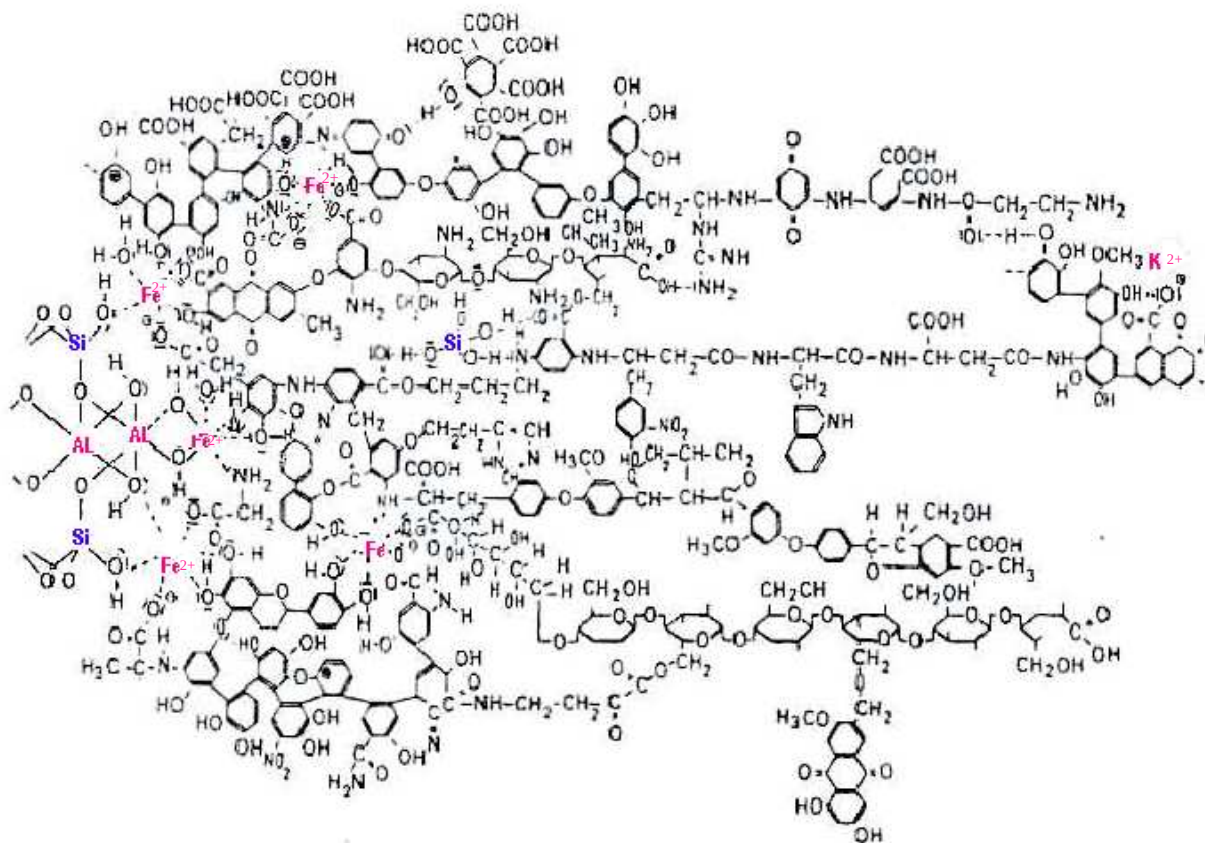


Figura 8.6. Modelo de ácido húmico mostrando los diversos grupos funcionales, estructuras aromáticas y alifáticas. Tomado de Schnelten y Schnitzer (1993).

Estudios cromatográficos de los productos obtenidos de la descomposición de los ácidos húmicos del suelo, confirmaron la presencia de por lo menos 18 componentes, la mayoría de los cuales son compuestos por fenoles y ácidos fenólicos. Las proporciones y distribución de aminoácidos en los ácidos húmicos varían con las condiciones climáticas y los tipos de suelos. Sobre la distribución del nitrógeno y los aminoácidos entre las fracciones de diferente peso molecular, casi todo el nitrógeno del ácido húmico, se encuentra en las moléculas de tamaño grande e intermedio, y las más

pequeñas prácticamente están libres de este elemento. El % de carbono puede variar de 53 a 54%.

Tomando como fuente un extracto de ácido húmico, el cual fue fraccionado basándose en las diferencias de peso molecular por medio de la cromatografía, se han podido comprobar variaciones espectrales en función del peso molecular, así como que la extinción óptica se incrementó con el decrecimiento del peso molecular. El grado de aromaticidad se incrementa en la medida que el peso molecular disminuye, y los compuestos de bajo peso molecular constituyen los productos finales del proceso de humificación.

Ácidos fúlvicos.

El ácido fúlvico constituye una de las fracciones del humus del suelo que ejerce mayor influencia en el lavado de los minerales, por ser muy soluble en álcalis y en agua, es muy agresivo, forma verdaderas soluciones en agua, solubles en alcohol, álcalis y en agua salada. Es de color dorado amarillento a amarillento pálido. En la composición de los ácidos fúlvicos, se han obtenido pentosanas, aminoácidos, sustancias reductoras, bases purinas, posee cantidades relativamente altas de grupos quinónicos y otras sustancias. Los ácidos fúlvicos cuando se oxidan en el aire adquieren una coloración pardo oscura. Estos ácidos contienen menos carbono (44 - 49%) y más oxígeno (44 - 49%) que los ácidos húmicos; poseen grupos carboxilos, metoxilos e hidroxilos fenólicos, los cuales determinan las reacciones de intercambio iónico; cuentan con nitrógeno en cantidades variables, de acuerdo al tipo de suelo (3,28% - 2,47%), encontrándose este nitrógeno principalmente en cadenas laterales o en los puentes que unen a los anillos aromáticos. Estos ácidos ejercen una gran influencia en los minerales del suelo, principalmente silicatados, y provocan su degradación y lixiviación. En la Figura 8.7, se señala la estructura propuesta para el ácido fúlvico.

Los ácidos fúlvicos en su movimiento por la masa del suelo arrastran, consigo cationes, sobre todos los polivalentes como el hierro, aluminio, manganeso y otros, con los cuales forma enlaces de gran estabilidad (quelatos). Los suelos donde predominan los ácidos fúlvicos, son ácidos, bajos en materia orgánica, de poca coloración y pobres en materiales primarios, esencialmente hierro y aluminio. Estos ácidos se caracterizan por su elevada acidez, formando con todos los cationes uniones complejas muy solubles,

que al ser arrastrados por el agua a través del perfil, actúan sobre los minerales y permiten la diferenciación de este. Por sus características, los fulvoácidos no tienen posibilidades de formar estructuras resistentes al agua, y sí poseen gran capacidad para lixiviar los cationes cambiabiles del suelo; forman sales de sodio y complejos arcillosos.

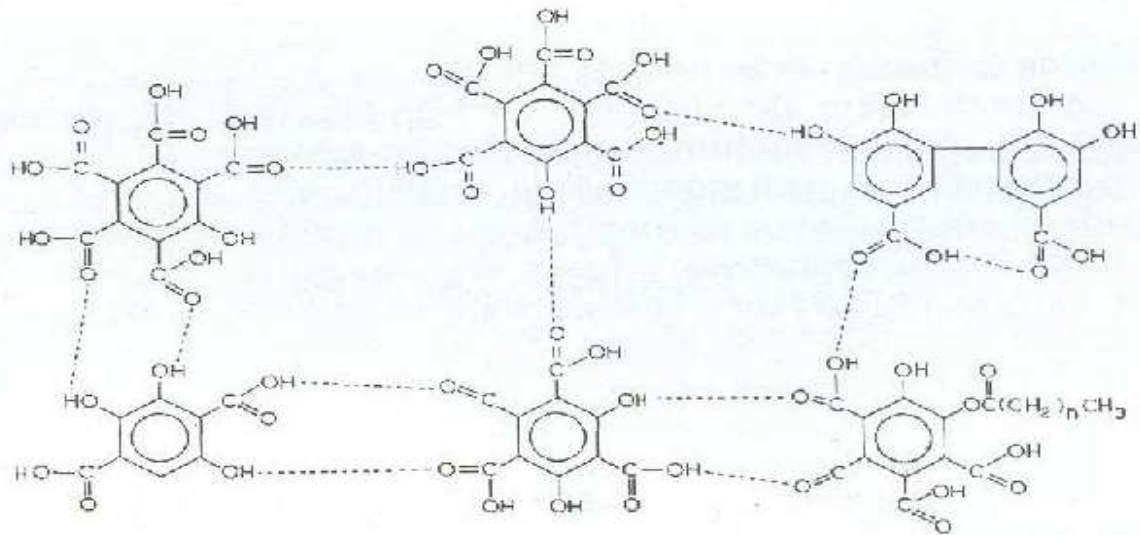


Figura 8.7 Estructura propuesta para el ácido fúlvico. Tomado de Schnitzer, (1978).

Huminas

Se considera que están constituidas por ácidos húmicos altamente condensados que han perdido la facultad de solubilizarse. Son de color oscuro, insolubles en álcalis y ácidos. Es la parte más inerte del humus. Su formación se va favoreciendo por la alternancia de períodos húmedos, ante todo donde predomine una vegetación herbácea y con contenido de Ca. Se incluyen aquí a las melaninas, que son sustancias oscuras de alto peso molecular, la que son estabilizadores de la estructura de los suelos.

Influencia de la materia orgánica y del humus en las propiedades físicas, químicas y fisicoquímicas del suelo.

La materia orgánica y el humus constituyen una fuente energética para la población del suelo, aporta nutrientes, mejora las cualidades del suelo e influye en el metabolismo y fisiología de las plantas, interviniendo con sus reacciones en la génesis, fertilidad y productividad.

Influencia en algunas propiedades físicas de los suelos

Las propiedades físicas del suelo son favorecidas con las aportaciones de materia orgánica, produciéndose cambios en la estructura, en la estabilidad de los agregados, en las densidades del suelo, la temperatura y en la retención de humedad.

Como resultado de la actividad de la microflora del suelo, en el proceso de degradación de la materia orgánica se liberan sustancias orgánicas que actúan sobre las partículas y coloides del suelo, favoreciendo la formación de agregados y su estabilidad. La materia orgánica en contacto con las unidades cristalinas de las arcillas, tiene efecto aglutinante debido a las sustancias orgánicas polares, y a los óxidos de hierro y aluminio, grasas, resinas y ceras. El humus cohesiona las partículas de arena, hace más resistente al suelo al arrastre por la erosión eólica e hídrica, y disminuye el agrietamiento del mismo.

La formación de la estructura del suelo es un proceso muy dinámico, determinado por las condiciones climáticas, las propiedades fisicoquímicas del suelo y su estado de biogénesis, contenido de materia orgánica, naturaleza del humus, características de la interacción entre los minerales y los compuestos orgánicos, manejo del suelo y otros. Es conocido que el estiércol, aplicado en abundancia y con regularidad, tiene efectos muy beneficiosos en esta propiedad física del suelo.

La estabilidad de los agregados aumenta con el incremento de la materia orgánica. .

En la Tabla No 8.4, se muestra una investigación realizada al efecto en tres sistemas de cultivos en suelos Ferralíticos Rojos de la Provincia La Habana

Tabla No 8.4. Promedio de agregados estructurales de 5 a 1 mm.(Tamizado en seco). Tomado de Alonso Carmen (1997).

Sistema de cultivo	Materia Orgánica (%)	% de Agregados de 5 a 1 mm	Coeficiente de estructuración
Pastoreo Racional	3,10	29,68	1,40
Cultivos Varios	2,01	12,39	0,39
Biostasia	5,22	35,86	2,19

Referente a la aeración del suelo, las proporciones de materias orgánicas influyen notablemente en la cantidad y características del aire del suelo, lo que guarda estrecha relación con la actividad microbiana y la degradación de los compuestos orgánicos. Sobre las variaciones del contenido de CO₂ del suelo, al aplicar estiércol en una cosecha de trigo, se ofrecen datos que aparecen en la Tabla No 8.5

Tabla No 8.5. Efectos de la cosecha y estercolado sobre el contenido de CO₂ del suelo.Tomado de FAO / ISRIC / PNUMA. (1996).

Tratamiento	CO₂ del aire del suelo en diferentes períodos (%)				
	mayo 15	mayo 25	jun 10	jul 7	jul 27
Suelo en barbecho no estercolado	0,10	0,07	0,08	0,08	0,09
Suelo en barbecho estercolado	0,22	0,35	0,32	0,17	0,36
Cosechado de trigo Estercolado	0,61	0,30	0,32	0,35	0,48

Los suelos ricos en humus son generalmente de color pardo o negro; la plasticidad y cohesión son reducidas notablemente, facilitándose las labores y el movimiento del aire y agua. El humus puede absorber hasta el 80% de su peso en agua, mientras que las arcillas apenas alcanzan un 18%. El coloide húmico es muy hidrofílico, pudiendo retener hasta 15 veces su peso en agua; estas materias húmicas, además, nos aseguran, cierta resistencia a las variaciones de humedad del suelo. En los suelos

limosos que contienen del 2 al 3% de materia orgánica, los porcentajes de humus no exceden del 1%, siendo los coloides arcillosos los que juegan el papel fundamental en su conservación; sin embargo, cuando el contenido de materias orgánicas alcanza el 15%, los ácidos húmicos imparten al suelo su carácter propio, cualquiera que sea la naturaleza y composición de los otros componentes del mismo. Se ha comprobado que 2 años de cultivo con dos especies de pasto, es suficiente para evitar el agrietamiento en los suelos vérticos; también que la red de galerías propiciadas por la penetración del sistema radical de los cultivos juegan un importante rol, al propiciar entre otras cuestiones la circulación del aire y el agua. La materia orgánica del suelo influye en la infiltración y retención de agua, regula los coloides, aglutina los suelos arenosos y da friabilidad a los suelos arcillosos, e influye en estos para que no se compacten con las labores.

Influencia en algunas propiedades físico químicas y químicas del suelo.

Desde el punto de vista de la influencia que ejerce el humus en las propiedades fisicoquímicas y químicas del suelo, muchos son los aspectos que pueden tratarse, pero sin dudas los más importantes son los relativos a la capacidad de intercambio, las interacciones y formación de complejos, los aportes de nutrientes, y el efecto que se produce en la génesis:

a. Influencia en la capacidad de cambio de bases.

El humus, debido a su carácter electronegativo, retiene cationes y coloides electropositivos; evidencia una gran afinidad, por el calcio formando humato cálcico, compuesto órgano mineral de gran estabilidad. La capacidad de retención no ocurre entre las redes de la estructura cristalina de las arcillas, sino en su superficie externa, lo cual es de gran importancia para la nutrición de las plantas. La presencia de los grupos carboxílicos e hidróxidos fenólicos en los ácidos húmicos, son de una gran importancia por su participación en la capacidad de adsorción. El humus, tiene una gran capacidad de cambio para retener cationes, del orden de $350 - 450 \text{ cmol.kg}^{-1}$ de suelo, valor 40 veces superior a la caolinita y 10 veces superior a la montmorillonita; además, estos cationes se separan del humus con mayor facilidad que de las arcillas, lo que implica

un beneficio para la nutrición de las plantas; como ejemplo de esto, se cita al amonio y potasio, que son más rápidamente tomados del humus que de las arcillas.

Las propiedades superficiales de un mineral de arcilla, que puede ser alterado por la adsorción orgánica, son: la carga superficial, el área superficial activa, la propiedad de absorción de agua y las características expansivas del mineral; en tal sentido, se han realizado investigaciones sobre la adsorción orgánica y sus efectos sobre la propiedades de cambio de ión de la montmorillonita, demostrándose que cuando un compuesto es adsorbido sobre un mineral arcilloso, su propiedad de cambio varia. También se ha comprobado que la presencia de una molécula orgánica sobre la superficie arcillosa, aumenta las afinidades relativas para un par de iones dados, y que el efecto aumenta tanto como la cantidad y el tamaño del compuesto orgánico adsorbido aumenten. Además, la adsorción de moléculas orgánicas grandes, tales como el azul de metileno, cubren la superficie de cambio equivalente de la arcilla, y dicha adsorción es prácticamente permanente.

Se ha demostrado que la adsorción del ácido fúlvico por la caolinita, saponita y moscovita, se acrecienta con el aumento de la concentración de dicho ácido, y que decrece al disminuir la acidez del sistema. En la caolinita, la adsorción de los ácidos fúlvicos es directamente proporcional al área de la superficie de la arcilla; y de acuerdo a los resultados de los rayos X, la adsorción de los mencionados ácidos ocurrió en la superficie exterior de las capas. Investigaciones con cinco grandes grupos de suelos, para determinar la influencia de la materia orgánica en la capacidad de intercambio catiónico mostraron una correlación positiva donde los valores de capacidad de intercambio, aumentaron desde 65 a 297 cmol.kg⁻¹.

Las condiciones del medio y el número de grupos funcionales influyen marcadamente en la capacidad de adsorción del suelo. Casi todo el nitrógeno, el 15 al 80% del fósforo total del suelo la mayor parte del azufre y el potasio disponible para las plantas, proviene de la materia orgánica.

b. Influencia en la formación de complejos de adsorción

Solo una pequeña parte de la materia orgánica se encuentra en estado libre en el suelo, la mayor parte está unida a los minerales, formando complejos, los cuales ofrecen diferentes características, de acuerdo al tipo de suelos y condiciones. Los

ácidos cítrico, oxálico, succínico, tartárico, aspártico, láctico, málico, malónico y alamina, que ocurren en el proceso de degradación de la materia orgánica, al reaccionar con el hierro y el aluminio, forman complejos estables, que favorecen en general, por su adsorción, las condiciones de nutrición del suelo. También, los grupos fenólicos y carboxílicos, intervienen en la formación de complejos con ácidos húmicos y los grupos OH y alcohólicos participan en la formación de complejos entre los metales y los ácidos fúlvicos. Las posibles formas de enlace de los compuestos orgánicos y las arcillas, han sido clasificadas de variadas formas:

- ❖ Sustancias húmicas que ocurren en estado libre o casi libre.
- ❖ Sustancias húmicas en forma de fuertes bases de humatos: humatos de calcio, humatos de calcio y en parte magnesio, y humatos de sodio y manganeso.
- ❖ Sustancias húmicas en forma, de humatos y gel, enlazados con hidróxidos de hierro y aluminio.
- ❖ Sustancias húmicas firmemente unidas con las arcillas (arcilla - humus).
- ❖ Sustancias húmicas en forma de complejos compuestos órgano minerales (con hierro, aluminio, fósforo y azufre).
- ❖ Sales de ácidos orgánicos de bajo peso molecular (acetatos, oxalatos, etc).
- ❖ Sales de ácidos húmicos y fúlvicos (humatos, fulvatos)
- ❖ Compuestos complejos e intracomplejos (quelatos).
- ❖ Compuestos de adsorción órgano minerales, que incluyen compuestos de ácidos húmicos y fúlvicos con sesquióxidos hidratados, y compuestos de adsorción con partículas de arcilla.
- ❖ Enlace físico de las arcilla a través del micelio de los hongos y actinomicetos.
- ❖ Enlace químico por cargas positivas de las partículas de arcilla con las negativas de los compuestos orgánicos de estructura en cadena.
- ❖ Enlace químico de las cargas negativas de las partículas de arcilla, con los compuestos orgánicos en cadena con cargas negativas, a través de un enlace catiónico producido por el calcio, hidróxido de hierro y a través del hidrógeno.
- ❖ Enlace químico de las cargas negativas de la arcilla, por los compuestos orgánicos en cadena con cargas positivas (los grupos aminos de las proteínas y

aminoácidos, en ciertas condiciones de acidez y alcalinidad, pueden tener cargas positivas).

- ❖ SiO_2 -- Humus - SiO_2
- ❖ SiO_2 -- Humus -- arcilla -- SiO_2
- ❖ SiO_2 -- Humus -- arcilla -- Humus -- arcilla
- ❖ Arcilla -- Humus -- arcilla -- humus -- arcilla

Como puede apreciarse, son muchas las variantes y criterios existentes, por lo que presentamos un amplio análisis sobre la formación de complejos entre los ácidos húmicos, ácidos fúlvicos y arcillas:

- Los ácidos húmicos y fúlvicos pueden ser adsorbidos por minerales arcillosos, mediante su asociación con metales polivalentes, en la superficie de las partículas arcillosas.
- Cuando los hidróxidos de hierro y aluminio son polimerizados en la superficie de las arcillas, aparecen oportunidades para fuertes uniones entre la arcilla y los compuestos orgánicos, mediante reacciones de intercambio específico, así como intercambio de aniones.
- La adsorción de materiales orgánicos bien definidos por la montmorillonita, se ha considerado como un modelo de interacción entre la arcilla y los compuestos orgánicos.
- En muchos suelos, la superficie de los hidróxidos es más importante que la de las micas para las reacciones y mecanismos de interacción con los compuestos orgánicos.
- Existe una diferencia considerable entre el comportamiento de las arcillas montmorillonitas y el de los hidróxidos, a la interacción con los compuestos orgánicos.
- Los iones de hierro y aluminio en las superficies arcillosas forman rápidamente complejos poli hidroxilicos, los cuales se combinan o asocian con los ácidos húmicos y fúlvicos.

Los hidróxidos de hierro y aluminio son los materiales más importantes en la interacción entre la arcilla y los compuestos orgánicos del suelo. Los complejos en

general son de gran importancia, al retener cationes y aniones y realizar cambios iónicos, impidiendo esta unión, que el amonio, fósforo, potasio y otros elementos, penetren en los espacios inter laminares de la arcilla, favoreciendo así las posibilidades de absorción por las plantas. Los fosfatos tricálcicos de origen natural, son escasamente solubles en el extracto de suelo, pero el humus reacciona con dichos compuestos, formando humo fosfatos de calcio, donde el fosfórico reacciona con el anhídrido carbónico del suelo o con el humus, haciéndolo pasar a la disolución, y de esa forma hacerse asimilable por las plantas. El humus se une a los sesquióxidos, impidiendo así la fijación del fósforo. En los suelos ácidos, propios de ambiente lluvioso abundan los sesquióxidos y la adición de abonos fosfatados solo es efectiva cuando se incorpora una cantidad adecuada de materia húmica, lo que impide así su fijación. En la Figura 8.6, se muestra un modelo de sustancias húmicas y de asociación de sustancias húmicas y arcilla y sustancias húmicas e iones metálicos.

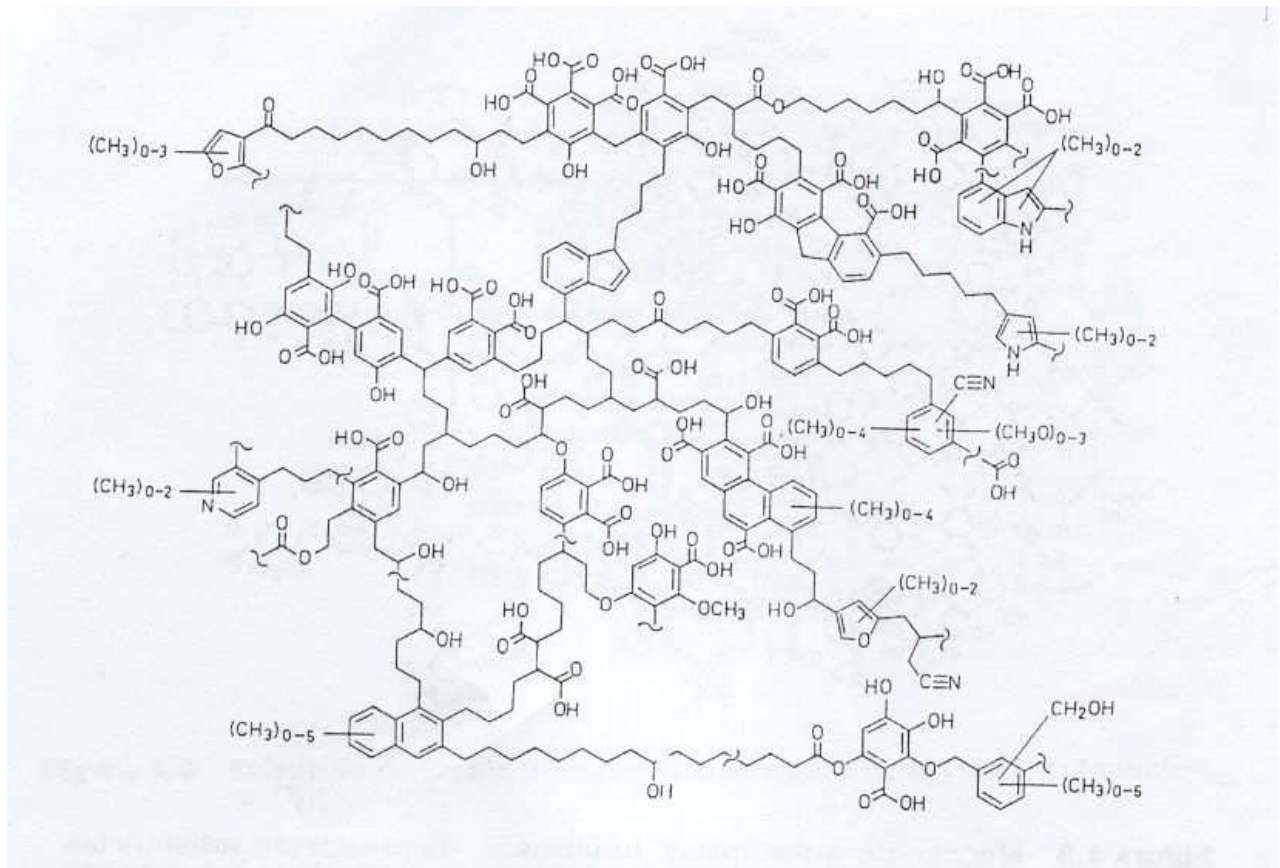


Figura 8.9. Modelo de sustancias húmicas y de asociación de sustancias húmicas y arcilla y sustancias húmicas e iones metálicos. Tomado de Orlov (1986).

c. Influencia en el aporte de nutrientes y otros

Muchos son los productos resultantes de la degradación de la materia orgánica, que constituyen elementos nutritivos para las plantas, entre los más importantes se encuentra el nitrógeno, fósforo y azufre. Un suelo con 3% de materia orgánica, contiene cerca de 3400 kg de nitrógeno por há de suelo de labor. La materia orgánica del suelo, contiene aproximadamente un 5% de nitrógeno, que si fuera todo proteínico se podría emplear el factor convencional $6,25 \times n$, y calcular así que la materia orgánica del suelo contiene $5,6 \times 6,25 = 31,25\%$ - de proteínas.

Algunos ácidos orgánicos pueden ser asimilados por las plantas participando en su metabolismo, o que tienen un carácter estimulante. Entre los productos resultantes de la degradación de los compuestos orgánicos, el CO_2 ejerce un gran papel, reacciona con los carbonatos, otros minerales y compuestos del suelo, e influye en su génesis y la solubilidad de algunos nutrientes. La materia orgánica tiene su efecto también en la absorción de sustancias tóxicas, insecticidas y herbicidas. El humus puede actuar como un agente de oxidación - reducción, así como de amortiguador ácido - base. En suelos bajos en elementos inorgánicos, pero abundantes en humus, los ácidos húmicos actúan como ácidos fuertes, luego de haberse eliminado todas las bases. El ácido húmico es realmente un ácido que forma verdaderas sales, y no así las arcillas, que poseen cargas y son neutralizadas por los cationes. Los ácidos húmicos pobres en cenizas, no ofrecen carácter anfótero apreciable en el suelo.

De gran importancia es la relación ácido húmico y ácido fúlvico, para la interpretación de la génesis del suelo, principalmente de los horizontes superiores. Si la relación es menor de uno predomina el ácido fúlvico, si es mayor de uno, el ácido húmico es el predominante. Intervienen en ésta relación:

- grado de lavado en el suelo: a mayor lavado, menor relación
- humedad del suelo: a mayor humedad menor relación

- reacción del suelo: a mayor acidez menor relación, a mayor cantidad de Ca^{2+} , mayor relación; a mayor alcalinidad menor relación.
- Bajas relaciones indican una baja polimerización en el humus y por tanto menor calidad del mismo

El humus facilita la respiración de las raíces (ayuda a la planta a soportar condiciones anaeróbicas temporales del suelo); penetra en las raíces de las plantas suministrándole polifenoles y actúan como catalizadores de la respiración celular. Tienen efecto estimulante en la formación de raíces y en el aumento de la actividad enzimática de las plantas e influye en la actividad microbiana. Cuando se le añade a los suelos pobres la materia orgánica, aumenta la efectividad de los fertilizantes nitrogenados.

Los suelos que contienen una vegetación espontánea de bosques y pastizales, mantienen un equilibrio bastante estable entre el contenido de materia orgánica y la vegetación; no ocurriendo así en los suelos sometidos a una explotación intensiva, mediante la extracción de cosechas. Bajo estas condiciones, la materia orgánica disminuye paulatinamente, y como consecuencia de ello su fertilidad y productividad decrece, situación que se aprecia en el rendimiento de los cultivos. .

La práctica de dejar todos los residuos en el campo, influye en gran medida en los rendimientos y reduce las pérdidas por erosión en un 80%. Se conoce que las sustancias orgánicas influyen favorablemente, en algunos casos en la producción de materia seca, y en la formación de raíces y su crecimiento. Las sustancias orgánicas del suelo, no solo constituyen fuente de energía y nutrientes, sino que también activan y estimulan el crecimiento de las plantas. La sacarosa, el manitol, las amidas y los aminoácidos, pueden constituir fuente nutritiva para las plantas. Se señala que es muy difícil la asimilación por las plantas de sustancias orgánicas fosforadas, como la lecitina y esterina.

Conclusiones:

Por materia orgánica se entiende todas las uniones orgánicas del suelo que se encuentran en la capa arable. Consta de residuos orgánicos y humus que pueden llegar al suelo de forma natural o artificial, origen animal o vegetal, después de la

acumulación se descompone o se transforman esos residuos, una parte se mineraliza y otra se sintetiza, lo que se llama humificación.

La cubierta vegetal del suelo realiza dos funciones. Mantiene y desarrolla los suelos. Un suelo sin materia orgánica no es suelo agrícola por ellos la gran importancia de la misma en los suelos.

La composición cualitativa y cuantitativa del humus está en función de las condiciones climáticas y las características de los residuos de los microorganismos y la del suelo. Intervienen en un número amplio de propiedades del suelo.

Capítulo No 5. El complejo absorbente del suelo.

MSc. Heriberto Vargas Rodríguez

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc. Carmen Alonso Martín

Introducción

El suelo se caracteriza por ser un sistema de tres fases y cuatro constituyentes principales que se unen entre sí y forman interacciones muy complejas.

Una de estas interacciones que ocurren en los suelos es la formación de los complejos orgánicos – minerales que determinan las principales propiedades del suelo de carácter físico – químico.

Por la reacción del suelo se conoce el grado de acidez, neutralidad o alcalinidad que posee el suelo. La propiedad más importante y comúnmente que más se determina es el pH ya que tiene una gran importancia para el desarrollo y crecimiento de la planta por su influencia en las propiedades físicas, químicas y biológicas.

El complejo absorbente del suelo y los complejos órgano - minerales.

El suelo esta conformado por tres fases: sólida, líquida y gaseosa siendo las principales interacciones que se producen las siguientes:

Sólido - sólido.

Líquido - líquido.

Sólido - líquido.

Líquido - gas.

Sólido - gas.

Gas - gas.

A las interacciones que ocurren en las superficies se les llama adsorción, esta no es más que el fenómeno por el cual los contaminantes se unen electroquímicamente a los agentes estabilizantes dentro de la matriz. Estos se consideran típicamente fenómenos de superficie y la naturaleza de la unión puede ser a través de las fuerzas de Van der Waals o la unión de hidrógeno.

Cuando se tiene en cuenta el volumen y la asimilación de sustancias en la disolución del suelo se le llama absorción. Siendo un proceso mediante el cual los contaminantes son absorbidos dentro del absorbente prácticamente del mismo modo en que una esponja absorbe el agua. Según se aplica en la estabilización, la absorción requiere el agregado de material sólido (absorbente) para embeber o absorber los líquidos libres en el residuo.

En el suelo ocurren ambos procesos, es decir, “la adsorción y la absorción”, estos fenómenos, indistintamente se les llama: Complejo Adsorbente del Suelo o Complejo Absorbente, el cual es la base más importante de la fertilidad del suelo ya que retienen gran cantidad de cationes que son los elementos nutritivos de las plantas.

Complejos Órgano - Minerales o Complejos Arcillas - Humus.

Todas las arcillas silicatadas así como los óxidos hidratados de Fe y Al forman los complejos arcillo - húmicos.

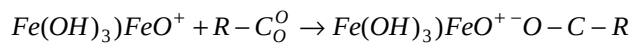
1- Complejo húmico-sesquioxídico. Los enlaces se realizan de dos formas:

- Por los grupos de atracción
- Por enlaces o puentes de hidratación.

Los ácidos húmicos pueden formar complejos con las arcillas de hidróxido, también llamadas coloides sesquioxídicos. Los coloides húmicos se caracterizan por su elevada carga negativa y la nula, o casi nula, carga positiva, mientras que los coloides

sesquioxídicos se caracterizan por presentar en abundancia cargas positivas pudiendo ser estas predominantes. Si el medio en que se encuentran presenta un pH por debajo del punto isoeléctrico de esos óxidos de hierro y aluminio, con diferentes grados de hidratación, el complejo absorbente que resulta de la unión entre ambos componentes tendrá una carga neta negativa, a pesar de que el coloide sesquióxidos haya tenido una carga neta positiva.

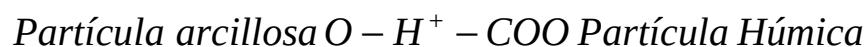
La floculación del complejo también puede ocurrir por los cationes adsorbidos (como Ca^{2+}) y su estabilidad aumenta bastante con el porcentaje de humus. La unión entre ambos coloides se puede representar esquemáticamente según la ecuación siguiente:



2-Complejo argilo - húmico: Es el realizado por todas las arcillas silicatadas con el humus. Para la unión entre estas partículas se han supuesto tres mecanismos que a continuación se relacionan: por enlaces de hidrógeno, puente de ion Ca^{2+} , o de otros como los de aluminio y hierro y por las fuerzas de Van der Waals.

Enlaces por puentes de hidrogeno.

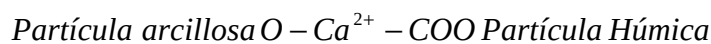
Las partículas del humus y los coloides inorgánicos (en este caso las arcillas silicatadas) actuando en el suelo como acidoides en suspensión, tienden a repelerse por las cargas de igual signo de ambos. Sin embargo, en el periodo de sequía, las fuerzas de repulsión tienden a anularse cuando el grado de ionización de las micelas coloidales disminuye y el agua de solvatación se reduce. En estos momentos, cuando se acercan las micelas. Forman enlaces de hidrógeno entre los oxígenos de los tetraedros y octaedros de los minerales arcillosos y las moléculas de oxígeno del humus (de los radicales carboxilo- COOH), y por ser tan numerosos estos enlaces, aunque individualmente débiles, unen con gran fuerza a ambos constituyentes del suelo. Esquemáticamente la unión se puede expresar como sigue:



El humus de los suelos sometidos a épocas alternantes de humedad y sequía se unen más íntimamente a las arcillas que en los suelos sometidos a condiciones permanentes de hidromorfia.

Enlaces por puentes de metales polivalentes.

Se considera que la arcilla puede unirse al humus por medio de puentes de metales polivalentes como el calcio, el hierro y el aluminio. En este caso, tanto la micela húmica como la arcilla deben actuar como acidoides, es decir, ambos como portadores de cargas negativas, del siguiente modo:



Enlace por fuerzas de Van der Waals.

Determinan la retención que hacen los coloides del agua, vapores de agua, alcoholes, aire y otros gases. Depende de la superficie específica del coloide (a menor diámetro mayor superficie específica), grado de hidratación del sistema, tipo de catión predominante y otros. Si predominan las fuerzas atractivas puede ocurrir la coagulación pero si predominan las fuerzas de repulsión se dispersa y se peptizan. Las arcillas que más atraen cationes y retienen más son las del grupo de la montmorillonita y estas son también las que tienen mayor superficie específica ($>800 \text{ m}^2/\text{g}$) por ello atraen y retienen por adhesión grandes cantidades de agua y vapor de agua.

Todos estos complejos se oponen a las pérdidas de iones, moléculas de agua, y fracciones pequeñas, las que retienen de varias formas. A esta capacidad de retención se le llama complejo adsorbente o absorbente del suelo.

Capacidad de absorción de los suelos:

Es la propiedad que tiene el suelo de adsorber de su disolución iones y moléculas de diferentes sustancias y retenerlos. El papel más notable en su estudio lo desempeñó G. de Hertoghe quien además vinculó los problemas teóricos y prácticos sobre la aplicación de fertilizantes, nutrición de plantas, mejoramiento químico de los terrenos entre otras. En función de esto se proponen cinco formas de capacidad de absorción: biológica, mecánica, física, química y físico-químicas.

Absorción mecánica:

Es la retención que se hacen en los horizontes superiores, condicionada por la propiedad del suelo, como cualquier cuerpo poroso, de retener las pequeñas partículas sólidas suspendidas en el agua, al filtrarse esta a través del suelo. Los fertilizantes finamente molidos aplicados al suelo no son lavados de su capa superior a causa de esta propiedad, de igual manera, la arcilla que lixivia del horizonte A (Horizonte Iluvial), es retenida en el Horizonte B (Horizonte Eluvial), donde se acumula por retención mecánica de la misma, llegando en ocasiones a formarse un horizonte Bt argílico.

En suelos donde predomina la arcilla montmorillonita, teóricamente tendrán mayor absorción, pero como estas arcillas se dilatan y sellan el suelo, las arcillas migran.

Absorción biológica:

Es la capacidad que tienen los organismos vivos que se desarrollan en los suelos (vegetación superior y microorganismos) de tomar de la disolución del suelo los principales elementos nutricionales y retenerlos por tiempo indefinido, para realizar sus funciones metabólicas. A causa de esto las sustancias nutritivas se protegen de la lixiviación y se acumulan en el suelo.

Utilizando las sustancias orgánicas como fuente de alimentación y material energético, los microorganismos las descomponen, transformándola en forma mineral asimilable para las plantas. Al mismo tiempo, la mayoría de los microorganismos consumen para la nutrición y construcción de sus cuerpos los mismos elementos que consumen las plantas superiores (N, P, S y otros) pasándolas a formas orgánicas y en este sentido limitan su asimilación inmediata por las plantas y la pérdida por lixiviación. Luego al morir los microorganismos, su plasma se mineraliza rápidamente, liberándose los elementos nutritivos contenido en su cuerpo, pudiendo ser aprovechados por las plantas.

En el plasma de los cuerpos vivos de los microorganismos está fijada una gran cantidad de nitrógeno, fósforo, azufre y potasio. Mishustin, citado por Yágodin, (1986) pone como ejemplo un suelo cuyo plasma microbiano contiene 125 Kg de N, 40 Kg de P_2O_5 y 25 Kg de K_2O .

El efecto de la absorción biológica en el suelo debe ser analizado desde dos puntos de vista, es decir a corto plazo y a largo plazo, como se explica a continuación:

A corto plazo: si no se toman medidas se puede crear antagonismos cultivo-microorganismos y producirse la depresión de los nitratos. Este efecto se elimina si se añade al suelo residuos de baja relación C:N ; o si se añade fertilizante nitrogenado.

A largo plazo: es un proceso que beneficia al suelo ya que no permite que se pierdan los principales nutrientes por arrastre, lavado o por volatilización, luego al morir los microorganismos van cediendo de forma paulatina estos nutrientes de forma disponible para la nutrición de las plantas.

Un rasgo característico de la absorción biológica es su selectividad, pues tanto el sistema radical de los cultivos como el de los microorganismos “seleccionan” de la solución de suelo los diferentes elementos que necesitan.

También la absorción biológica de los nitratos (NO_3) por los microorganismos edáficos es de gran importancia al protegerlos de la lixiviación. Además, muchos microorganismos son capaces de fijar nitrógeno atmosférico, alrededor del 2 - 3 % del nitrógeno total en el suelo, lo que le preserva, pues es muy soluble y volátil y no se retiene por el sistema coloidal.

Factores que influyen en la absorción biológica:

- La humedad; la aeración del suelo.
- Cantidad y grado de descomposición de los residuos orgánicos.
- Cantidad de elementos solubles y disponibles en la disolución del suelo.

Absorción química:

Esta forma de absorción está vinculada con la formación de compuestos insolubles o difícilmente solubles en agua como resultados de sus reacciones químicas, entre algunas sales solubles en el suelo.

Ocurre tanto en la fase sólida como en la líquida. La absorción en la parte líquida (solución del suelo) dependerá de la cantidad de agua y la presencia de sustancias con

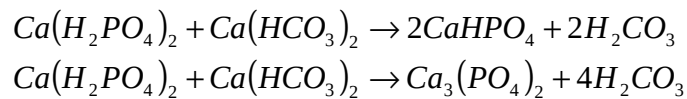
mayor o menor solubilidad. Las sales solubles forman disoluciones verdaderas, las sales poco solubles pueden formar productos de escasa solubilidad y los coloides minerales del suelo forman suspensiones coloidales (insolubles en medio acuoso).

La fijación química de unos u otros aniones en el suelo depende de la capacidad de ellos de formar sales insolubles o difícilmente solubles con los iones que entran en la composición del suelo. Los aniones de los ácidos nítricos y clorhídrico (NO_3^- y Cl^-) con ninguno de los cationes abundantes en el suelo (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Al^{3+} , Fe^{3+} , NH_4^+) forman compuestos insolubles en agua, por ello no se fijan químicamente y presentan la alta movilidad en el suelo. Los aniones de los ácidos carbónicos y sulfúricos (CO_3^{2-} y SO_4^{2-}) con los cationes monovalentes (Na^+ y K^+) forman sales solubles, mientras que con los cationes bivalentes (Ca^{2+} y Mg^{2+}), los cuales predominan en el suelo, forman compuestos difícilmente solubles en agua.

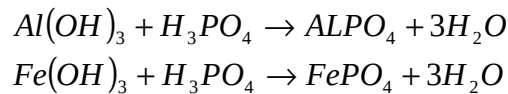
Según Tan, (1993), las sales que producen los aniones de ácido fosfórico (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} y PO_4^{3-}) varían en cuanto a la solubilidad para un mismo catión. En general las sales del anión fosfato (PO_4^{3-}) son muchos menos solubles que las correspondientes a los hidrogenofosfatos (HPO_4^{2-}) y dihidrogenofosfatos (H_2PO_4^-). De esta forma tenemos que los aniones (HPO_4^{2-} y H_2PO_4^-) con los cationes monovalentes forman sales muy solubles (KH_2PO_4 , Na_2HPO_4 , $\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$ y otros), y con los cationes (Ca^{2+} y Mg^{2+}) forman sales primarias, secundarias y terciarias, desiguales por su solubilidad. Los monofosfatos de calcio y magnesio, por ejemplo $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)$ son solubles en agua, mientras que los fosfatos dicálcicos CaHPO_4 y fosfatos tricálcicos $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, son poco solubles.

A causa de este tipo de retención los compuestos que se hayan en la disolución del suelo y que se mueven fácilmente junto con la humedad de estos, pasan a la fase sólida del suelo, al precipitar como compuesto muy poco solubles. Así, los superfosfatos, fertilizantes que contienen el fósforo fundamentalmente como fosfato monocálcico ($\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$), que a su vez es un compuesto totalmente soluble en agua, al ser aplicado en suelos ricos en calcio (como los Húmicos calcimórficos), pasa primeramente a una forma cálcica: fosfato dicálcico, parcialmente acuosoluble y

finalmente a otra forma cálcica, fosfato tricálcico, muy poco soluble en agua, por lo que precipita en la fase sólida del suelo, por fijación o retención química:



De igual forma, cuando los superfosfatos son aplicados en suelos ácidos (relativamente ricos en hierro y aluminio), el fosfato monocálcico de este, reacciona inmediatamente con el hierro y el aluminio en forma de iones en la solución del suelo (además de reaccionar con otros componentes de la disolución del suelo), dando lugar a la formación de fosfato de hierro y de aluminio, poco solubles, por lo cual pasan a la fase sólida del suelo:



Adsorción física:

Esta forma de adsorción es debido al exceso de energía libre (energía de tirantez superficial) que atrae otros compuestos a la superficie en cuestión. La energía libre crece con el aumento del área superficial, es decir, la superficie total de las partículas aumenta bruscamente al disminuir sus dimensiones.

La adsorción física puede ser positiva o negativa. Será positiva cuando las moléculas de las sustancias son atraídas por las partículas del suelo más fuertemente que las moléculas del agua, por tanto en la superficie de las partículas del suelo se crean una elevada concentración de esta sustancia, mientras que a cierta distancia de estas partículas la concentración será más baja. De esta forma se adsorben las moléculas de muchos compuestos orgánicos como los alcoholes, ácidos orgánicos y bases, sustancias de alto peso molecular. Según investigaciones recientes, de los compuestos minerales, el suelo adsorbe físicamente solo a los álcalis.

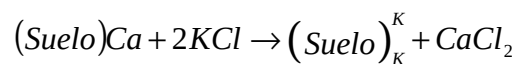
La adsorción física será negativa cuando durante el contacto de la solución de las sales con las partículas del suelo a la superficie de éstas se atraen fuertemente las moléculas del agua, por eso, en la disolución que tiene contacto directo con la superficie de las

partículas del suelo, la concentración de las sales será más baja que en la disolución circundante. Este tipo de adsorción es observado durante la reacción del suelo con disoluciones de cloruro y nitratos, predeterminando su alta movilidad en el suelo junto con la humedad del suelo. El lavado del ión cloruro juega un papel positivo, ya que su exceso es nocivo para las plantas, aunque siempre se debe tener presente la facilidad de lavado de estos elementos químicos y la posible contaminación del manto freático cuando se aplican fertilizantes portadores de estos elementos.

Adsorción físico-química o por intercambio.

Es las capacidades de las partículas coloidales de alto grado de dispersión del suelo, tanto minerales como orgánicas, de carga negativa, de absorber diferentes cationes de la disolución del suelo. Como resultado de la acción recíproca entre las fases del suelo, parte de las sustancias disueltas en la disolución son absorbidas por el complejo arcilla-humus y a su vez se producen los "procesos inversos", es decir el paso de ciertas sustancias de la fase sólida a la fase líquida o "disolución del suelo". La absorción fisicoquímica está relacionada con el complejo absorbente formado por los coloides de arcilla-humus.

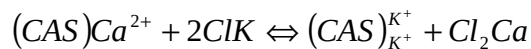
Así, si un suelo saturado con calcio se trata con una disolución de cloruro de potasio, entonces los cationes de potasio de la disolución serán absorbidos por el suelo y al mismo tiempo de la fase sólida de este último pasa a la disolución cantidad equivalente de cationes de calcio, en la disolución en vez de KCl aparece CaCl_2 .



Este tipo de adsorción juega un papel esencial en los procesos edáficos, ya que define importantes propiedades físicas y físico-químicas del suelo tales como su estructura, reacción que presentan, cualidades buffer, y juega un rol significativo en la interacción de los suelos con los fertilizantes.

Cuando se aplican fertilizantes comerciales, estos son diluidos y aumentan la concentración en la fase líquida del complejo absorbente del suelo (CAS). El intercambio de bases entre la fase sólida y líquida y viceversa, o sea, los cationes de

los abonos entran en reacción recíproca de intercambio con los cationes del CAS y la concentración de la disolución del suelo disminuye y viceversa, cuando las plantas toman de la solución del suelo los elementos nutritivos en forma de cationes, o cuando estos últimos son lixiviados por las aguas la concentración de la fase líquida disminuye, pero inmediatamente, dicho elemento es suministrado por el CAS, conservando de esta forma el equilibrio móvil de iones entre la disolución y la parte sólida del suelo. La reacción de cambio de bases se puede exponer de la siguiente manera:



Los cationes se distinguen entre sí por la capacidad de ser absorbidos por el “CAS” del suelo. Cuanto mayor sea el peso atómico del elemento y la carga del catión, con más facilidad se adhiere y con mayor dificultad es desplazado por otros cationes. Cada suelo en estado natural contiene cierta cantidad de cationes adsorbidos por intercambio: Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ , K^+ , NH_4^{2+} , Al^{3+} , y otros, ello determina su fertilidad natural. En la mayoría de los suelos entre esos cationes predomina el Ca^{2+} , el segundo lugar lo ocupa el Mg^{2+} , algunos contienen cantidad de H^+ adsorbido y corrientemente poco Na^+ , K^+ , y NH_4^+ .

Principales leyes de absorción física-química.

1. Las reacciones de intercambio ocurren en proporciones equivalentes: cuando el suelo adsorbe de la disolución cualquier catión, al mismo tiempo del suelo pasa a la disolución igual cantidad de otro catión.
2. Reacción de intercambio de cationes reversible: Después de la adsorción de cualquier catión de la disolución y el desplazamiento de otro catión del coloide a la disolución del suelo, el catión adsorbido puede ser de nuevo desplazado a la disolución.
3. Concentración constante de la disolución: La cantidad de cationes del CAS a la disolución aumenta con el crecimiento del volumen de la disolución y con constante volumen de la disolución, la cantidad de cationes desplazados del CAS a la disolución aumenta con el crecimiento de concentración de la disolución de la sal desplazante.

4. Ley de acción de masas: Cuando más alta es la concentración del catión desplazante de la disolución y cuando más bajo sea el contenido en ésta, de cationes que pasan del suelo a la disolución (por ejemplo, NH_4^+), tanto más cationes desplazantes serán absorbidos por el suelo. Si se intercambian cationes monovalentes (ejemplo: Na^+ , y NH_4^+), al establecerse el equilibrio la proporción de ellos en estado absorbido resulta ser proporcional a la correlación de estos mismos cationes en la disolución:

$$\frac{PNa}{PNH_4} = K \frac{[Na]}{[NH_4]}$$

donde:

PNa: Cantidad de catión sodio absorbido por el suelo.

PNH₄: Cantidad de catión amonio absorbido por el suelo.

[Na] y [NH₄]: Concentraciones de equilibrio de los cationes Na y NH₄

K: Coeficiente de proporcionalidad.

Si se intercambian cationes de diferentes grado de oxidación, la dependencia entre su correlación en la disolución y en estado adsorbido varía. Cuando el calcio se desplaza del CAS a la disolución de sal de sodio, la correlación entre estos cationes en estado adsorbido depende de la concentración de Na^+ y Ca^{2+} en la solución de la siguiente manera (ecuación de Gapón).

$$\frac{PNa}{PCa} = K \frac{[Na]}{\sqrt{Ca}}$$

La ecuación muestra que el aumento de la concentración total de la disolución conduce a la mayor adsorción de cationes de una carga con relación a los cationes de dos cargas, y con la reducción de concentración de la disolución aumenta la absorción relativa de los cationes de dos cargas.

5. La reacción de intercambio de cationes durante la interacción del suelo con la disolución (en caso de abundancia de esta última) transcurre con gran velocidad, estableciéndose el equilibrio en poco tiempo.

Esto es debido a que el intercambio de cationes se efectúa frecuentemente en la superficie en la superficie de las partículas coloidales. La velocidad de la reacción del intercambio condiciona una rápida adsorción de los cationes en el suelo, introducidos con los fertilizantes solubles (nitrogenados y potásicos) por el suelo a cambio de cationes antes adsorbidos por éste (Ca^{2+} , Mg^{2+} y otros).

6. Distintos cationes son adsorbidos y retenidos por el suelo con diferente energía.

Cuando mayor sea la masa atómica y la carga del catión, con más fuerza se adsorberá y con mayor dificultad será desplazado del suelo por otros cationes.

Por consiguiente, la energía de absorción de los cationes aumenta con el incremento de la valencia. Los cationes bi y trivalentes llevan grandes cargas eléctricas y por eso son atraídos con mayor fuerza por las partículas coloidales que los cationes monovalentes. De los cationes monovalentes solamente el amonio presenta excepción, el cual ocupa el tercer lugar por la energía de absorción.

El crecimiento de la energía de adsorción de cationes con el aumento de su masa atómica se explica debido a que con el crecimiento de la masa atómica se reduce el grado de hidratación y por tanto aumenta la energía de adsorción de los cationes hacia el CAS. Por la capacidad creciente a la adsorción, los cationes se sitúan en la siguiente sucesión:

Monovalentes: $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{K}^+ < \text{Rb}^+$.

Bivalente: $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Co}^{2+}$.

Trivalente: $\text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+}$.

El ion hidrógeno es excepción, pues a pesar de poseer la menor masa atómica, posee elevada energía de absorción y capacidad de desplazar otros cationes del complejo absorbente del suelo. Esto es debido a que en las disoluciones acuosas el ion hidrógeno, añadiéndose una molécula de agua, forma el ion hidroxonio H_3O^+ , de un

diámetro de 0.135 nm, mucho menor que todos los demás iones hidratados, por ello, es adsorbido con mayor fuerza que los cationes monovalentes e incluso bivalentes.

Factores que rigen el intercambio iónico

La sustitución de unos cationes por otros esta determinada por un conjunto de factores. Estos hacen que unos cationes se retengan con mayor energía de ligazón por las cargas negativas de los coloides del suelo que otros, o lo que es lo mismo, que unos cationes tengan mayor capacidad que otros para desplazar por intercambio algunos cationes retenidos por el complejo adsorbente del suelo.

Valencia del ión y volumen hidrodinámico.

La cantidad de un ión tomada por un adsorbente durante el intercambio, depende no sólo de la concentración del ión, sino también de factores tales como:

- La absorción de un catión crece con el aumento de la valencia o su grado de oxidación.
- Para cationes de igual valencia, la energía de ligazón (absorción) crece con el aumento del peso atómico, es decir con la disminución del volumen hidrodinámico.

La explicación de la influencia del peso atómico es que con el aumento del peso atómico de los elementos de un mismo grupo de la tabla periódica, su radio iónico también aumenta, y con ello disminuye el volumen de hidratación de los iones, por lo que son retenidos con mayor energía de ligazón. Figura 5. 1.

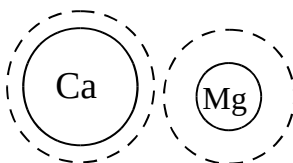
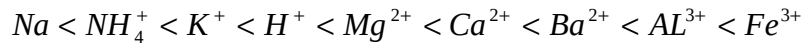


Figura 5.1. Volumen hidrodinámico de iones de la misma valencia.

Los cationes por su energía de absorción por el “complejo adsorbente” del suelo, se distribuyen en el siguiente orden creciente:



Poder selectivo del intercambiador.

Se establece para los diferentes intercambiadores, la siguiente energía de ligazón, en forma decreciente:

- Ácido Húmico: $H > Ca > Mg > K > Na$.
- Montmorillonita: $Ca > Mg > H > K > Na$.
- Caolinita: $Ca > Mg > K > Na$.
- Arcillas micáceas: $H > K > Mg > Na$.

Las arcillas con una elevada capacidad de cambio catiónico (CCC), como la montmorillonita, retienen más fuertemente los iones divalentes, que las de baja CCC como la caolinita, contrario ocurre en el caso de la baja CCC con los monovalentes. El calcio está ligado con mayor energía a la montmorillonita que a la caolinita, esta retiene con mayor fuerza al potasio que la montmorillonita.

Influencia del ion complementario.

La fuerza con que se retiene un catión, es menor, mientras mayor sea la energía de ligazón con que se adsorben los iones acompañantes, y aumenta cuando la intensidad de estos disminuye. Esto se explica porque si el ion complementario se retiene con mayor fuerza, ocupará los lugares más próximos a la micela y, por tanto, los otros más alejados se intercambiarán con más facilidad con la disolución del suelo.

En las plantas se adsorbe más calcio cuando el ion acompañante es Mg que cuando es Na, ya que el primero se retiene con menor energía que el segundo, y por tanto es tomado con mayor facilidad por la planta. Tabla No 5.1.

Tabla No 5.1 Plantas de trigo desarrolladas en diferentes contenidos de calcio y otros iones.Tomado de Cairo y Fundora, (1994).

Cationes cambiables del suelo	Calcio en plántulas.
100 % Ca	9.7
60 % Ca + 40% Mg	8.1
60 % Ca + 40 % Na	5.2

Grado de saturación.

Al aumentar el grado de saturación de un catión aumenta también la posibilidad de ser cambiado, pues habrá más iones de ese elemento alejados de las cargas de las micelas, y, por tanto, más móviles y más accesibles a las plantas. Así, si dos suelos presentan igual contenido de K cambiable de $1 \text{ cmol} \cdot \text{Kg}^{-1}$ de suelo, pero el primero tiene un valor T de 20 y el segundo de $40 \text{ cmol} \cdot \text{Kg}^{-1}$ de suelo, el primero presenta una saturación del valor T por K mayor(5%) que el segundo(2,5%), por lo tanto el primero retendrá al potasio con menor energía de ligazón, es decir, se intercambiará con mayor facilidad por otros cationes.

Sucesión de los cambios.

Los cationes ya existentes en el intercambiador se retienen con más fortaleza que aquellos que los sustituyen posteriormente por intercambio. Un nutriente recién aplicado al suelo será más asimilable que el ya existente.

Doble capa difusa. Estructura y propiedades.

Las partículas sedimentarias de las rocas madres llamadas arcillas poseen cualidades coloidales. Estas se encuentran cargadas eléctricamente y dispersas en un medio continuo. En el sistema coloidal se distinguen dos partes: la parte dispersa y el medio continuo. En el suelo la fase dispersa la componen las partículas sólidas (minerales y

orgánicas) y el medio continuo lo compone la disolución del suelo. La partícula cargada con su capa compensadora se denomina micela y el líquido o medio dispersante continuo se llama líquido intercambiador o disolución del suelo.

Gorbunov, citado por Johnston and Tombácz (2002), describe la constitución de la micela como un sistema individual disperso, que consta de un núcleo cargado, rodeado por una atmósfera iónica dispersa. El núcleo de la micela con la capa de iones que determina su carga eléctrica o potencial, se le denomina granula, esta se encuentra unida en forma rígida a la capa compensadora de iones, lo que es conocido como partícula. Si a las capas mencionadas anteriormente añadimos la capa difusa de iones, queda formado un compuesto coloidal llamado micela.

Las partículas coloidales poseen carga eléctrica, dividiéndose en coloides electropositivos o “basidoides”, cuando poseen cargas eléctricas positivas como son los hidratos de hierro y de aluminio ($Fe(OH)_3, Al(OH)_3$), con particularidades de bases débiles, las cuales floculan bajo la acción de los ácidos; y los coloides electronegativos o “acidoides”, a los que pertenecen las arcillas, ácidos húmicos y los complejos de hierro y silicio abundantes en los suelos, que floculan en medio ácido y se dispersan bajo la acción de bases. Esta propiedad eléctrica de las partículas es de suma importancia ya que esta muy relacionada con la absorción de los iones del suelo, siendo los iones adsorbidos de carga diferente a la de la partícula. De esta forma, los coloides electronegativos atraen a los cationes ($H^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+$) de la disolución del suelo, siendo de gran importancia para la nutrición de las plantas.

Si se observa la Figura 5.2, se advierte que las cargas existentes se encuentran distribuidas entre la superficie del coloide, cargado negativamente y la capa de cationes (cargas positivas) adsorbidas a esa superficie para compensar sus cargas de signo contrario. El campo eléctrico así formado entre las dos capas se le denomina doble capa. Por extensión, la capa difusa de iones, suele hablarse de

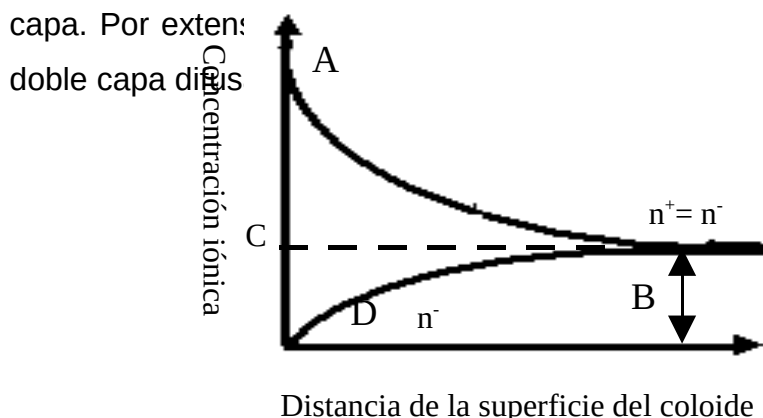


Figura 5.2. Esquema de las concentraciones catiónicas y aniónicas que rodean a una micela coloidal del complejo adsorbente del suelo. Tomado de Pagel, (1982).

También en la Figura 5.3, se puede apreciar como a medida que aumenta la distancia con relación a la superficie cargada negativamente, disminuye la concentración de los cationes atraídos por esas cargas hasta que esa atracción cesa y se alcanza una concentración catiónica que permanece constante.

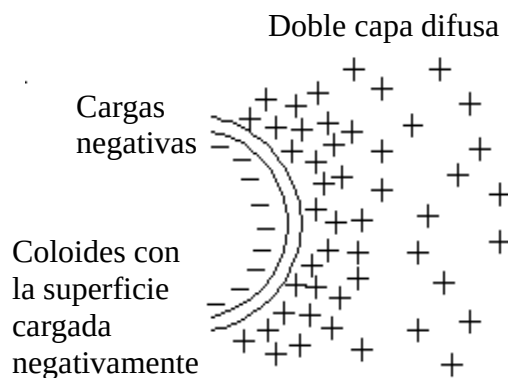


Figura 5.3. Distribución de los iones en la doble capa difusa. Tomado de Cairo y Fundora, (1994).

Los cationes directamente en contacto con las cargas negativas de los coloides no son estáticos, pero su movimiento consiste en una simple oscilación, por lo que no se

encuentran difusos, sino ordenados paralelamente a la superficie, mientras que a medida que los cationes de la disolución interna se alejan de las cargas, su movimiento aumenta con una marcada tendencia a abandonar la disolución interior y pasar a la disolución externa para compensar la gran diferencia de concentraciones entre ambas, por lo que entre la disolución interna y la externa existe un equilibrio móvil, puesto que en una unidad de tiempo determinado es igual el numero de iones que salen de la disolución hacia el exterior que el que penetra al interior.

Si el equilibrio entre ambas disoluciones se rompe, al tomar la planta potasio de la disolución del suelo, o al ser este absorbido por los microorganismos, disminuye la concentración de este elemento en la disolución externa o disolución del suelo, y como consecuencia se rompe el equilibrio entre ambas disoluciones. Para tratar de restablecer este equilibrio ocurre una desorción del ion potasio de la disolución interior hacia la disolución del suelo para compensar la concentración disminuida de este elemento. Esta desorción ocurre por intercambio con otros cationes. Si por el contrario, la disolución del suelo se enriquece por la adición de un fertilizante potásico y con ello se rompe el equilibrio entre ambas disoluciones, para establecerlo, pasan iones K^+ hacia la disolución interna, también por intercambio con otros cationes previamente adsorbidos a las cargas negativas de los coloides.

Capacidad de intercambio catiónico.

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) de los suelos se define como la capacidad que tienen los suelos para adsorber e intercambiar cationes. Se relaciona con el área superficial y la carga superficial de las arcillas y de los coloides orgánicos del suelo.

En conjunto con la fotosíntesis y la respiración este proceso que conlleva el intercambio de iones entre las partículas del suelo y las raíces en desarrollo de las plantas en la naturaleza, es vital para la vida de animales y plantas.

Los nutrientes que como iones se incorporan al suelo, ya sea, producto a la meteorización de los minerales, por mineralización de la materia orgánica o que le son añadido al suelo en forma de abonos con el agua de riego o la lluvia, o por cualquier otra vía, pueden ser retenidos en forma cambiante gracias a la capacidad de

intercambio iónico. Dentro de los iones se encuentran los cationes que constituyen nutrientes, tales como las llamadas bases del suelo: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , NH_4^{+} , y los oligoelementos o microelementos como son: Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , así como otros cationes que no son nutrientes H^{+} , Al^{3+} y Na^{+} . También el complejo absorbente puede retener aniones que constituyen fuentes de nutrientes como los $\text{H}_2\text{PO}_4^{-}$ y SO_4^{2-} .

Los iones retenidos en el complejo absorbente del suelo crean una reserva de nutrientes en equilibrio con los de la disolución exterior. A medida que la planta absorbe los elementos nutritivos de la disolución del suelo, la reserva de la disolución interior o complejo absorbente del suelo actúa como amortiguadora o buffer de los cambios que puedan ocurrir en la disolución del suelo, reponiendo, hasta cierto punto, los nutrientes perdidos poniéndolos de nuevo a disposición de la planta.

La absorción de diferentes productos de la meteorización no determina solo el régimen de los nutrientes del suelo, también influye sobre el régimen hídrico, la estructura, la reacción, la meteorización y la formación del suelo, y con ello, la dinámica del mismo en su totalidad.

En los suelos neutros y alcalinos los cationes más abundantes son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} , mientras que el NH_4^{+} , presentes en todos los suelos, es considerado como un catión fugaz, ya que bajo determinadas situaciones se convierte, por medio de la nitrificación causada por los microorganismos, en el anión NO_3^{-} .

A medida que los suelos se acidifican, debido a la pérdida por lavado de los cationes del suelo, estos van siendo sustituidos por el H^{+} , y cuando la acidificación se intensifica aparece el catión acidificante Al^{3+} . El Al^{3+} , solo tiene importancia en algunas áreas de nuestro país. Sin embargo este puede alcanzar grandes cantidades y algunas veces ser el catión predominante, con valores de hasta 12 cmol. Kg^{-1} , en los suelos Ferralíticos Rojos lixiviados de la zona montañosa del Escambray.

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) de los suelos esta dada por la suma de los cationes cambiables existentes en el complejo absorbente del suelo

$(Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+} + H^{+})$, es decir no es más que la cantidad máxima de cationes que los coloides pueden absorber e intercambiar con la disolución del suelo y en la literatura muchas veces es reportado como valor T, mientras que la capacidad de intercambio de bases (CIB) esta dada por la suma de las bases cambiables del suelo $(Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^{+} + Na^{+})$, es decir, que la CIC menos el catión hidrógeno y el aluminio si esta presente en el suelo valorado. Ambos valores se expresan en centimol por kilogramo (cmol. Kg⁻¹).

La cantidad total de cationes presentes en el suelo es importante, pero también lo es, la relación que se establece entre ellos. Por ejemplo, es conveniente que en el suelo el catión Ca²⁺, sea el que predomine en el CAS, y que establezca una adecuada relación con el Mg²⁺. Para ello debe existir entre ambos cationes una proporción 2 a 6 veces más Ca²⁺, que Mg²⁺.

El potasio con frecuencia no es suficiente para la nutrición vegetal, de ahí el uso acostumbrado de los abonos potásicos. El sodio sin embargo no debe presentarse en valores altos, dado a su carácter tóxico para muchas plantas y peptizantes de los coloides del suelo. Cuando en el suelo existe más de 15 % de saturación de sodio con relación a los demás cationes del suelo, es considerado como sódico, y por tanto presenta propiedades que lo hacen inadecuado para la mayoría de los cultivos.

A la relación existente entre el Valor S (CCB) y el Valor T expresado en porcentaje se le denomina Valor V o porcentaje de saturación por bases y se expresa como sigue:

$$V = \frac{CCB}{CIC} * 100$$

El porcentaje de saturación por bases disminuye a medida que en el suelo se pierde las bases y ganan H⁺ y Al³⁺ que no son elementos nutricionales. Además su bajo valor es un importante indicador de una reacción del suelo demasiado ácida, con las consecuencias indeseables que esto puede ocasionar en los cultivos.

Cuando el complejo absorbente de un suelo está totalmente saturado por bases su valor es igual a 100 %. En la medida en que aumenta la concentración de H⁺ y Al³⁺ dentro de la capacidad de intercambio catiónico, el valor V disminuye, por eso este

valor es expresión del grado de lavado del suelo, además de estar muy relacionado con el valor de pH del mismo.

En Cuba se utiliza la saturación por bases para la clasificación de los suelo. Es decir, si el Valor V o porcentaje de saturación por bases es mayor de 75% los suelos se le denomina saturados y por debajo de este valor desaturados.

El pH del suelo: Fundamentos.

El pH del suelo es el resultado de reacciones químicas complejas, donde se suceden disociaciones iónicas que obrando en distintos sentidos dan como resultado final el pH del suelo. Es definido como el logaritmo negativo de la concentración de iones H^+ (en g. L^{-1}) en un sistema.

En la práctica resulta muy incomodo manejar exponentes negativos, por eso se utiliza el logaritmo cambiado de signo, del valor de las concentraciones de hidrógeno. Recordemos que el logaritmo de 10^{-x} es igual a $(-x)$, cambiado de signo será (x) .

En el punto de la neutralidad la concentración de iones de H^+ se ha encontrado que es: $0,000\ 000\ 1 = 1 \cdot 10^{-7} g. l^{-1}$ de H^+ sustituyendo sería:

$$pH = \log \frac{1}{0.0000001} = \log 10^7 = 7 \text{ por tanto el pH es neutro.}$$

A pH 6,0 habrá $0,000\ 001\ g\ l^{-1}$ de H^+ o sea, una cantidad diez veces mayor al pH = 7 ($10 \cdot 10^{-7} = 10^{-6}$). Por cada 1 unidad de pH de disminución aumenta diez veces la concentración de iones OH^- .

De la definición se deduce que a mayor concentración del ión hidrógeno en la disolución del suelo corresponde a un pH más bajo. Cuando el pH disminuye una unidad la concentración de iones H^+ se ha multiplicado por diez con relación a la anterior valoración.

Entre los diversos cationes fijados por el complejo absorbente, está el ión hidrógeno (H^+). La acidez del suelo o reacción del suelo viene determinada por la cantidad de hidrógeno fijado con relación a los demás iones fijados. Según esto:

- Un suelo es ácido cuando predomina los cationes de hidrógeno.

- Un suelo es básico cuando predominan los demás cationes.
- Un suelo es neutro cuando la cantidad de iones de hidrógeno es aproximadamente igual a la cantidad de los demás cationes.

La acidez del suelo se expresa por el pH, y su valor varía teóricamente entre 0 y 14, aunque en condiciones naturales la reacción del suelo oscila entre pH 3 a 3.5 en las turbas esfanguíneas (suelos Turbosos) y pH 9 a 10 en suelos solonet (Suelos con alto contenido de Na⁺ adsorbido), pero más frecuentemente no pasa de los límites entre pH 4 a 8. Un suelo se considera neutro cuando la rango de pH se encuentra entre 6.6 y 7.5 .Tabla No 5.3.

Tabla No 5.3. Evaluación del pH del suelo.

Gama de pH	Calificación
<5.0	Muy ácido
5.0 - 5.5	Ácido
5.6 - 6.0	Medianamente ácido
6.1 - 6.5	Ligeramente ácido
6.6 - 7.5	Neutro
7.6 - 8.0	Ligeramente alcalino
8.1 - 8.5	Medianamente alcalino
>8.5	Alcalino

Origen de la acidez de los suelos:

A continuación se definen las principales causas de la acidez de los suelos:

I. Grupos ácidos de los minerales arcillosos.

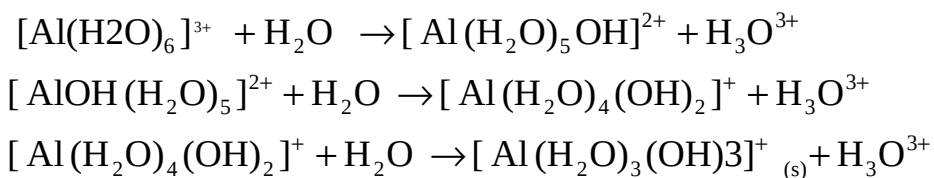
1. Iones hidrónicos cambiables: Proviene de la superficie de los minerales arcillosos se neutralizan a pH < 4,0.

2. Iones aluminio cambiables: Se encuentran en la superficie de minerales arcillosos se neutralizan a pH entre 4,0 y 5,5.

Se ha demostrado que la carga total de los materiales coloidales se puede dividir en dos categorías: carga permanente que es responsable del ligamento electrostático del H^+ y del Al^{3+} y otros iones que probablemente proceden de la sustitución isomórfica y carga dependiente del pH que resulta del enlace covalente del H^+ y otros iones

En sistemas no saturados de bases tanto el H^+ como el Al^{3+} están presentes como iones intercambiables.

El carácter ácido de los iones de Al^{3+} se debe a que estando en equilibrio la disolución del suelo y el CAS el cambio se presentan también en la disolución en forma hidratada con seis moléculas de agua y experimenta una hidrólisis gradual, que produce un medio ácido, según las siguientes ecuaciones:



En la formación del hidróxido muy poco soluble se detiene el proceso.

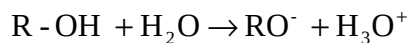
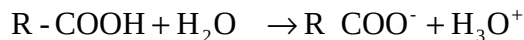
Por tal razón los suelos que poseen altos contenidos de Al^{3+} presentan características ácidas. Que impiden el normal desarrollo de las principales plantas que cultiva el hombre, pues se llegan a alcanzar a veces niveles de toxicidad para tales cultivos.

Los iones hidroxialumínicos hidratados tienden a polimerizarse llegando a presentarse en forma de complejos hidratados solubles o insolubles. El $Al(OH)_3(H_2O)_3$ es amorfo y al perder el agua de hidratación forma la gibbsita $Al(OH)_3$.

3. Otros iones: Proviene de los grupos estructurales de los minerales arcillosos aluminio - silicatados $SiOH$ - $AlOH$ y otros complejos de Al de un grado de polimerización que se neutraliza a $pH > 5$; a este pH los iones de hidroxialuminio hidratado existen en forma intercambiable.

II. Presencia de óxidos hidratados: Son principalmente los óxidos hidratados de Fe y Al que pueden ocurrir en formas amorfas o coloidales cristalinas, recubriendo otras películas minerales o entre capas del retículo cristalino. Cuando el pH baja estos óxidos pueden solubilizarse y por una hidrólisis se liberan iones H^+ .

III. Grupos ácidos de la materia orgánica. La materia orgánica es un gran intercambiador. Las moléculas de humus tienen en sus periferias radicales activos, ferrálicos y carboxílicos que son fuente de protones al disociarse.



IV. Actividad Biológica y Uso agrícola del suelo. Se pueden producir diversas cantidades de ácidos por actividad biológica y el uso agrícola del suelo. Pueden provenir de:

- a) Aplicación intensiva de: $(NH_4)_2SO_4$ y NH_4NO_3 en suelos de baja capacidad tampón donde se acumula H_2SO_4 y HNO_3 .
- b) Oxidación de la pirita (FeS) formándose H_2SO_4 .
- c) Por mineralización de la materia orgánica. La flora microbiana al actuar sobre la materia orgánica produce gran cantidad de ácidos orgánicos solubles.

V. Presencia de CO_2 . En suelos próximos a la neutralidad o aquellos que contienen cantidades apreciables de CO_3^{2-} o HCO_3^- el pH es influenciado por la presión parcial del CO_2 en el suelo. El pH de un suelo que contenga $CaCO_3$ en equilibrio con el CO_2 de la atmósfera edáfica tendrá $pH \approx 7,5$ y $0,02$ atm.

Además de estas causas, intervienen:

- Para que se desarrollen suelos ácidos la velocidad de lavado o neutralización de CO_3^{2-} y HCO_3^- de cationes metálicos exceda a la formación de estas sales. Se lavan por escurrimiento, infiltración y percolación.
- Por extracción de las cosechas que absorben las bases de cambio y su lugar es ocupado en el CAS por el H^+ , el cultivo continuado aumenta la acidez.

Formas de acidez en los suelos

Muchos cultivos de interés agrícola y microorganismos edáficos útiles contribuyen a la elevación de la acidez. Por ello es de gran importancia la aclaración de la naturaleza de la acidez edáfica. En el suelo se distinguen la acidez actual o activa y la potencial, esta última se divide, a su vez, en acidez de cambio e hidrolítica. Figura 5.4.

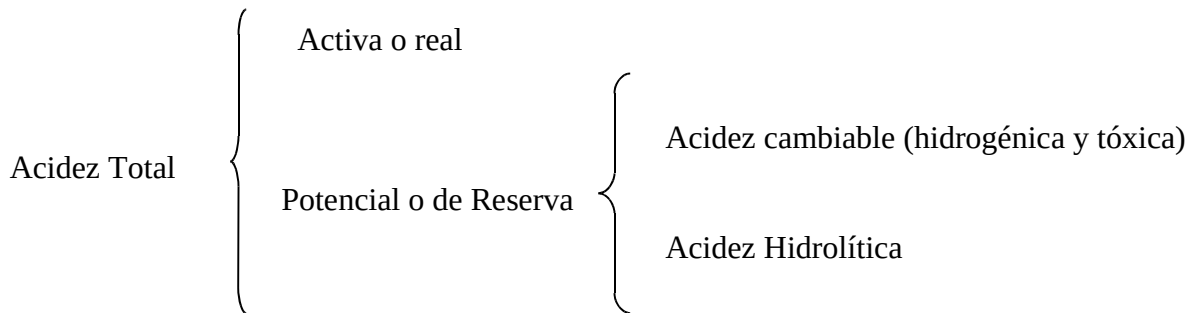


Figura 5.4. Representación esquemática de las formas de acidez en el suelo. Tomado de Cairo y Fundora, (1994).

Acidez activa, actual o real: Está representada por los iones hidrógeno presentes en la disolución del suelo. Se expresa en pH en H_2O .

Acidez potencial o de reserva: Está representado por los iones H^+ , Al^{+3} , Fe^{+2} que se encuentra en la doble capa del CAS. Es de dos tipos:

Acidez cambiante: Está representada por los iones H^+ , Al^{+3} y en menor grado Fe^{2+} que se encuentra en la capa difusa.

- Acidez cambiante hidrogénica: Cuando es producida por H^+ .
- Acidez cambiante toxica: Está representada por Al^{3+} , Fe^{2+} , y Mn^{2+} . Se extraen estos cationes en KCL 1 mol. L^{-1} .

Acidez hidrolítica: Representada por los iones H^+ que se encuentran en la capa compensadora, están fuertemente retenidos, son capaces de intercambiarse con una

sal hidrolítica alcalina (sal de base fuerte, ácido débil). Generalmente se utiliza acetato de sodio (NaCH_3COO).

Importancia practica de la reacción del suelo.

1. Efecto sobre el aprovechamiento de los nutrientes.

- Con el aumento del pH se liberan la mayoría de los elementos nutritivos combinados con la materia orgánica.
- Los procesos de nitrificación, fijación del N y desnitrificación se favorecen en pH de neutro a ligeramente alcalino.
- La amonización se realiza óptimamente a pH de 7,0 a 8,5, el azotobácter se desarrolla de pH 7,0 a 7,9 y el Rhizobium a pH 5,0.
- A pH entre 6 y 7,5 aumenta la disponibilidad de: N, S, Mo y P.
- A pH > de 7,0 disminuye el aprovechamiento de Fe, Mn, Cu, B y el P.
- A pH > de 7,5 no se afectan grandemente la disponibilidad del K, Ca, Mg y Cl.
- En alta acidez hay deficiencias de: Ca, Mg y K.
- Estado y disponibilidad de los elementos nutricionales:
 - Nitrógeno: a pH entre 5,5 y 8,0 entorpece la nitrificación.
 - Fósforo: es asimilable a pH entre 6 y 7 debido a que se solubiliza.
 - Potasio: se pierde por lavado en suelos ácidos. Un exceso de Ca disminuye su adsorción.
 - Azufre: soluble en cualquier pH, Se pierde por lavado en suelos ácidos.
 - Hierro: a pH entre 5,5 y 7,0 el Fe es soluble, a pH menos de 5,5 se torna asimilable en cantidades excesivas, por lo, que en este caso puede ser toxico. A pH mayor de 6,5 en suelos arenosos puede oxidarse y provocar déficit en las plantas. Suelos con pH mayor de 7,4 se presentan clorosis férrica, ante todo en cítricos y café.

- Manganese: máxima movilidad a pH entre 5,0 y 6,5. No móvil a pH menor de 5 y mayor de 6,5.
- Zinc: pH óptimo 6,0 a menos de 5 si es mayor de 7 se manifiestan carencias.
- Cobre: óptimo a pH entre 5,0 y 7,0, a menor de 5 y mayor de 7 decrece su asimilación.

2. Efecto sobre elementos que influyen negativamente en las plantas, el hombre y los animales.

- Arsénico: a pH mayor de 5,5 mayor solubilidad y menor de este valor menor disponibilidad.
- Aluminio: a pH menor de 5,5 aparece el Al tóxico, pH entre 5,5 y 7,0 hay poca disponibilidad, mayor de 7 precipita como hidróxido y mayor de 8 se solubiliza en forma de aluminatos.
- Sodio: es el responsable de pH altos. Si el pH supera el valor de 8,5 indica más del 15% de Na intercambiable y presencia de Na_2CO_3 y NaHCO_3 . A pH menor de 8,5 puede o no, ser el PSI mayor del 15%.
- Flúor: es tóxico a pH menor de 6,5 y su asimilabilidad disminuye a pH mayor de 6,5.
- Cobalto: al aumentar el pH menor solubilidad.

3. Efecto sobre sustancias tóxicas para las plantas.

La acidez da lugar a una mayor solubilización de Al, Fe, y Mn.

4. Efecto en las enfermedades de las plantas.

La elevación del pH puede variar la incidencia de las enfermedades transmitidas por el suelo, de acuerdo con las características del patógeno.

5. Efecto sobre la microflora del suelo

La acidez elevada empeora el crecimiento y ramificación de las raíces, actúan negativamente sobre el estado físico – químico del sistema de las células radicales y sobre su penetrabilidad, por esto se empeora el aprovechamiento de las sustancias nutritivas del suelo y de los fertilizantes.

6. Efecto sobre la microflora del suelo.

A valores de pH menor de 5,5 la actividad de las bacterias y actinomicetos disminuye, aumentan hacia pH neutral.

Los hongos son más adaptables y se desarrollan en un ámbito de pH más amplio.

7. Efecto sobre algunas propiedades físicas.

Es indirecta, pero al afectar al Ca^{2+} en el CAS se observa:

- ❖ Floculación óptima.
- ❖ Formación de agregados. Intensa actividad biológica.
- ❖ Disminución de la dispersión.
- ❖ Intensidad de agregación constante.

Cuando predominan el Na^+ en el Complejo absorbente del suelo (CAS) se produce una dispersión se rompen las estructuras cristalinas de las sistemas coloidales y también se rompe la estructura del suelo y disminuye la estabilidad estructural.

8. Efecto sobre la capacidad de cambio catiónico.

A menor pH menor será la CCC. Ocurre esto con mayor frecuencia en suelos donde predominan las arcillas 1:1 y los óxidos e hidróxido de Fe y Al. La materia orgánica influye también sobre este fenómeno.

Causas que modifican la reacción del suelo.

Están dadas fundamentalmente por la lluvia, el drenaje interno, la naturaleza del material pétreo subyacente, calidad y cantidad de agua de riego usado y el período de tiempo en que ha estado bajo cultivo el terreno. Según Allue, (1998) la acidez del suelo viene condicionada fundamentalmente por la naturaleza de la roca madre (el granito y

el gneis y los esquistos dan lugar a suelos ácidos, mientras que la caliza origina suelos alcalinos o neutros), y el clima de la región (temperaturas altas y una pluviosidad abundante originan suelos ácidos).

En las zonas áridas donde llueve poco, el pH del suelo es generalmente más alcalino que en los húmedos por las razones siguientes:

- o Aportes orgánicos inferiores a los de los climas lluviosos.
- o Menor actividad microbiana, porque escasea la humedad y los aportes orgánicos. Menor percolación y menor drenaje, menos pérdidas de Ca^{+2} y Mg^{2+} .
- o Cuando las precipitaciones no son suficientes para drenar, pero por las altas temperaturas elevan por ascensión capilar las sales disueltas haciéndolas pasar de los horizontes inferiores a los superiores.

El agua es el principal factor de la reacción del suelo ya que de su abundancia o de su escasez así será su efecto sobre el pH. A continuación exponemos otras consideraciones sobre las causas que modifican la acidez del suelo.

- La acidez se debe parcialmente a los procesos de nutrición de las plantas, al lavado y a los procesos de intemperización del suelo.
- Los suelos turbosos y mull desarrollan acidez, principalmente de los ácidos orgánicos los que se forman por la descomposición de grandes cantidades de materia orgánica.
- Al respirar la planta y desprender CO_2 por las raíces se forma el H_2CO_3 y otros ácidos orgánicos en el suelo. Estos ácidos producen H^+ que compite en el complejo de intercambio con las bases, los que a su vez son adsorbidas por las raíces o lixiviadas del suelo.
- Los iones H^+ que causan o caracterizan la acidez, compiten en el suelo con los cationes básicos Ca^{2+} y Mg^{2+} de la caliza, con el K^+ y el Na^+ de los materiales comúnmente usados como fertilizantes y con algunos otros que se cuantifican en determinadas cantidades tales como Cu, Zn, y Fe.

La acidez y la alcalinidad del suelo resultan de una deficiencia de Ca^{2+} en el CAS mientras que un aumento de Ca^{2+} en el CAS ayuda a eliminar tal deficiencia.

En la neutralización de la condición ácida puede actuar la caliza o caliza dolomítica y su cantidad requerida depende de muchos factores. El H^+ y el Al^{3+} son los que deben ser neutralizados.

Factores que determinan el pH del suelo.

El pH es una expresión de la relación de los iones en la solución interior de los coloides (precipitación relativa de los diferentes cationes), así como de la participación de los cationes de la solución exterior del suelo en equilibrio con los del interior. Es la expresión de las sales presentes en la solución del suelo. Los factores son:

Cationes cambiables:

El pH es una consecuencia de la presencia de los cationes alcalinizantes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) y los cationes acidificantes (H^+ , Al^{3+}) en el complejo absorbente del suelo. Pero a partir del pH se puede deducir la presencia de cationes predominantes o abundantes.

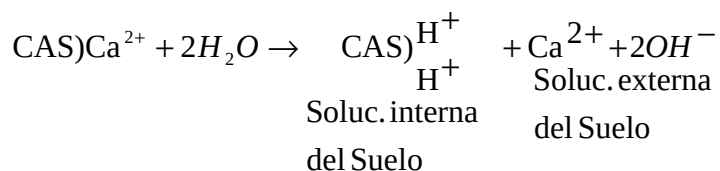
En suelos de climas húmedos, los cationes predominantes en el CAS son: Ca^{2+} , Mg^{2+} , H^+ y Al^{3+} , a mayor contenido de Ca^{2+} y Mg^{2+} , el pH es más básico, debido a la presencia de OH^- . Si el H^+ y Al^{3+} predominan, la acidez es mayor y por tanto el pH se hace más ácido. Tabla No 5.4.

Tabla 5.4 Valores de pH en función de los cationes predominantes

PH	Cationes, ácidos, y sales predominantes.
3 a 4	Ácidos minerales fuertes.
4 a 5	H^+ y Al^{3+}
5, a 7,5	Ca^{2+} y Mg^{2+}
7,5 a 8,5	Ca^{2+} y CaCO_3 (el Na^+ y las SS pueden abundar)
8,5-11	Na^+ (NaCO_3)

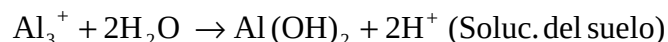
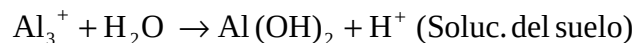
Las reacciones de hidrólisis de las bases alcalino y alcalino terreas influyen en el grado de acidez o alcalinidad que poseen los suelos, en los suelos salinos cuando se libera el sodio para su recuperación, este se hidroliza, produciendo una elevada alcalinidad al formarse NaOH que es una base fuerte y soluble.

Reacción de hidrólisis:



La acidez es determinada por la presencia de iones hidronio H_3O^+ generalmente se expresa por H^+ . Se consideran ácidos los donadores de protones (H^+), por eso el Al^{3+} es acidificante.

Reacción:



Mientras mayor sea el % de saturación por bases (%V) el pH será más básico.

Selectividad del intercambiador:

Para el análisis del pH es necesario tener presente los tipos de arcillas y cantidad y % de humus.

La montmorillonita posee alta CCC, retiene Ca selectivamente con mayor energía de ligazón que la caolinita, por tanto a iguales valores de saturación de bases (% V) y similar relación de base de la CCB, mantiene el pH más alto, la caolinita cede más fácilmente al Ca^{2+} a la disolución del suelo.

Los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio retienen el Ca^{2+} , con baja energía de ligazón, por ello pueden mantener un pH relativamente alto con respecto a su baja saturación cálcica.

Los intercambiadores con cargas negativa predominante y permanente (Ej: montmorillonita) tiene baja selectividad para el H^{+} , por lo cual a determinada concentración de H^{+} en la disolución interior se corresponden a relativamente altas concentraciones en la disolución del suelo.

Los que tienen elevada o total carga negativa inducida, como la caolinita y los óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y el humus, tienen alta energía de enlace al H^{+} y al Al^{3+} , por tanto permiten menor concentración en la disolución del suelo.

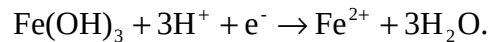
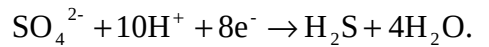
Potencial redox:

Muchos procesos de oxidación y reducción tienen la participación de H^{+} , existen relaciones entre el potencial redox y el pH. La formulación química de las reacciones de oxidación - reducción es la siguiente:



Los procesos de reducción (bajo potencial redox), consumen H^+ , disminuyendo la acidez, mientras que cuando ocurre el proceso de oxidación ocurre lo contrario, es decir, se libera el H^+ y por lo tanto se acidifica el suelo:

- a. Reacción de reducción: Hay consumo de H^+ , se disminuye la acidez y por tanto aumenta el pH.



- b. Procesos de oxidación, liberación de H^+ , hay aumento de la acidez y el pH es menor.



Fluctuaciones de pH en los suelos.

El pH del suelo puede presentar valores que fluctúan temporalmente a localmente por diferentes causas:

- Temporalmente pueden variar por:

Cambio de potencial redox (muy importante en suelos anegados, suelos turbosos, vertisuelos y gley que presentan sobre humedecimiento temporal)

Períodos alternos de humedad y sequía (condiciones climáticas).

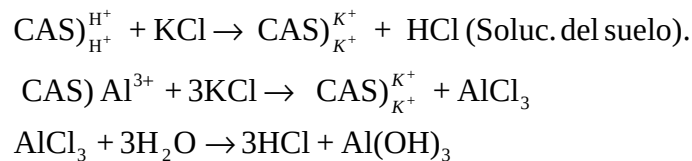
En épocas de lluvia el pH aumenta porque se favorecen condiciones reductoras (se consume H^+), el efecto de dilución del suelo, acentuado por el lavado de sales, lo que beneficia la salida de H^+ hacia la disolución externa y aumenta los iones bivalentes en el CAS y por los cambios en la actividad biológica.

- Localmente puede variar por:

En la rizosfera puede disminuir el pH por corto tiempo debido al CO_2 , los H^+ y los exudados ácidos de las raíces.

Los abonos acidificantes. Ej: $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ causan disminución del pH en la zona del suelo donde son aplicados.

Las sales neutras como el KCl pueden disminuir aún más el pH por las siguientes reacciones:



Causas de la infertilidad en suelos ácidos

El pH no tiene un efecto directo en el crecimiento de las plantas, excepto a valores menores de 4,2, donde la concentración de iones de hidrógenos puede detener y hasta invertir la absorción de cationes por la raíz.

La infertilidad de los suelos se debe a una ó más de los siguientes factores:

- Toxicidad alumínica.
- Deficiencias de Ca o Mg.
- Toxicidad por Manganeseo.

Toxicidad alumínica: Concentraciones de Al en la solución del suelo mayor a 1ppm frecuentemente son causa directa de reducción del rendimiento, el efecto primario de la toxicidad de aluminio es daño directo al sistema radical que se restringe y las raíces se vuelven más gruesas y presentan las puntas muertas. El aluminio tiende a acumularse en las raíces impidiendo la absorción y traslado del Ca y el P a la parte aérea. La toxicidad alumínica puede producir o acentuar deficiencias de Ca y P.

Deficiencia de Ca y Mg: El aluminio es el principal culpable, pero el crecimiento deficiente puede deberse a deficiencias directas de Ca y Mg, En las zonas tropicales existen suelos ácidos deficientes de Ca y no tienen problemas de toxicidad por aluminio.

Toxicidad por Manganeseo: El manganeseo es muy soluble a valores de pH menor de 5,5. Si está presente en cantidades suficientes puede causar toxicidad conjuntamente

con la toxicidad del aluminio en valores de pH 5,5 - 6,0. La solubilidad del Mn^{2+} también aumenta con la reducción del suelo cuando los iones de Mn^{4+} se convierten en Mn^{2+} . Ciertos suelos ácidos pueden ser bajos en Al pero altos en Mn. Las respuestas del rendimiento al encalado están correlacionadas con una disminución progresiva en los niveles de toxicidad de Mn. Contrario al Al, el Mn es un nutriente, por tanto la finalidad no es eliminar el Mn, soluble sino mantenerlo detrás del ámbito de la toxicidad y la deficiencia. Una concentración de 1 y 4 ppm representa ese ámbito, aún cuando existe gran variabilidad entre los suelos.

Capacidad amortiguadora, buffer o tampón del suelo.

La reacción que presenta el suelo no es permanente. Como resultado de los procesos biológicos, químicos y físico-químicos en el suelo se forman ácidos o bases y pueden cambiar en su reacción. El H_2CO_3 , HNO_3 (durante la nitrificación) y otros productos ácidos durante la actividad microbiana conducen a la acidificación, al igual que la aplicación de fertilizantes fisiológicamente ácidos NH_4Cl , $(NH_4)_2SO_4$ y otros. Al emplear sales fisiológicamente alcalinas $NaNO_3$ y $Ca(NO_3)_2$ sucede la neutralización de la acidez o la alcalinidad. No obstante en los suelos la acción de todos estos factores no es igual, en unos es mayor, y en otros es menor.

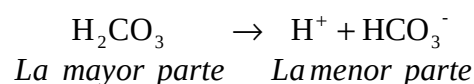
La capacidad que tiene el suelo de oponerse al cambio de la reacción del suelo, hacia la acidez o la alcalinidad se llama capacidad Tampón o Buffer.

Depende de:

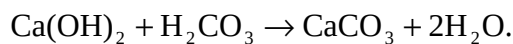
Las propiedades buffer de la fase sólida y la fase líquida del suelo.

La capacidad de la disolución del suelo se predetermina por el contenido en ella de ácidos débiles (H_2CO_3 , ácidos orgánicos hidrosolubles) y sus sales.

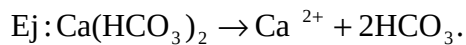
Los ácidos débiles no se disocian por completo, por eso en la solución gran parte de ellos se encuentran no disociados y una pequeña parte menos disociados:



Si en la disolución del suelo que tiene H_2CO_3 aparece álcali tiene lugar en fijación de H^+ y se forman moléculas de H_2O de poca disociación con la particularidad de que el equilibrio se desplaza y parte de las moléculas del ácido pasan al estado disociado. Los iones H^+ fijarán parte de los iones OH^- y el pH de la solución cambiaría poco. Por ejemplo, en el caso que se forme en el suelo $\text{Ca}(\text{OH})_2$ (al aplicar nitrato cálcico fisiológicamente alcalino), él actuará conjuntamente con el ácido carbónico, se forman carbonato de calcio insoluble y agua, y no sucederá una notable alcalinización de la reacción de la disolución:



Otra solución tampón es: H_2CO_3 y $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (Evitan acidificación).

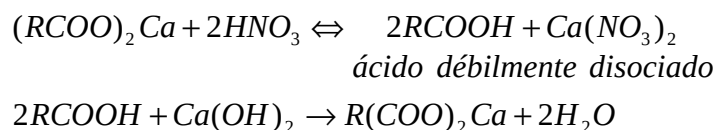


Según la ley de acción de masas, la disociación del ácido débil (H_2CO_3) depende de la cantidad de sus aniones (HCO_3^-) en la disolución y con el aumento de la concentración de éstos se reduce la disociación.

$$\frac{[\text{H}^+] * [\text{HCO}_3^-]}{\text{H}_2\text{CO}_3} = k, \quad \text{de donde } \text{H}^+ = k \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{[\text{HCO}_3^-]}$$

En la disolución amortiguadora $\text{H}_2\text{CO}_3 / \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ la concentración de los iones HCO_3^- depende de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ presente, que al formarse (HCO_3^-) deprimen la disociación del ácido débil. Parte de los iones H^+ de estado disociado pasan al no disociado y su concentración en disolución será tanto menor, cuanto más alta sea la concentración de sal en ella.

Cuando en el aire del suelo existe poco contenido de CO_2 , este se disocia en agua y gas ($\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$). Por eso, en presencia del bicarbonato de calcio la formación del ácido nítrico como resultado de la nitrificación no provoca acidificación fuerte de la disolución del suelo a causa de su acción reguladora. De manera análoga sucede con los ácidos orgánicos y sus sales:



La capacidad tampón del suelo depende del contenido y de la composición de los cationes de intercambio en el complejo adsorbente del suelo. Mientras más saturado de bases esté el suelo y mayor sea la capacidad de absorción total, más fuerte se opone a la acidificación, ya que neutraliza el ácido con la formación de bicarbonatos.

La capacidad del suelo de oponerse al cambio de la reacción de la disolución del suelo tiene gran importancia ante la aplicación de fertilizantes minerales. Por ejemplo en suelos con baja capacidad amortiguadora (arenosos, areno - limosos, y suelos pobres en humus), al aplicar fertilizantes ácidos son posibles bruscos cambios de la reacción del medio, los cuales pueden ejercer desfavorable influencia en el desarrollo de las plantas y microorganismos del suelo.

En suelos pesados y ricos en humus que tienen alta capacidad reguladora, la reacción de la solución se desplaza débilmente incluso al aplicar continuamente elevadas normas de fertilizantes minerales, ácidos o alcalinos.

Especialmente estables contra la acidificación de la solución son los suelos con elevado grado de saturación por bases, mientras que los suelos con bajo grado de saturación son estables contra la alcalinización.

Manejo de las propiedades del complejo adsorbente del suelo.

Todas las propiedades del CAS son susceptibles a ser manejadas. Para poder trabajar sobre ellas es necesario primeramente, definir el problema existente.

Cuando en el suelo existen deficiencias de Calcio y problemas de acidez, se puede aplicar carbonato de calcio (encalado). Para elevar el contenido de magnesio es muy frecuente la aplicación de magnesita, mientras que para elevar las concentraciones de K es frecuente la aplicación de KCl. Cuando el problema presente es de salinidad y/o alcalinidad, primeramente se debe estudiar el tipo de sales presentes y luego tomar decisiones al respecto.

Es importante que en el suelo se mantenga el nivel óptimo de materia orgánica, así como que se mantenga las condiciones óptimas de humedad y drenaje, y la buena estructuración del suelo.

El método más importante es utilizar cultivos que sean tolerantes al problema existente en ese suelo, siempre recordando que no existen suelos malos, sino suelos mal utilizados.

Muchas especies tolerantes a la acidez del suelo, aunque esto, está en función del grado de acidez del mismo. Por ejemplo el cultivo de la piña, el café, marañón, té, caucho y yuca, toleran pH menor de 5, siendo los tres últimos también tolerantes al aluminio en el suelo.

Algunos pastos tropicales como la Guinea (*Panicum maximun*), gordura (*Melineus minutiflora*) y varias especies del género *Paspalum* y *Brachiaria*, son también tolerantes a los suelos ácidos.

Entre las leguminosas de granos el Caupí y el gandul parecen ser más tolerantes a la acidez de los suelos que el fríjol común (*Phaseolus vulgaris*). Las variedades de cáscara negra son más tolerantes que las de cáscara blanca, amarilla o pardas; mientras que la soya (*Glycine wightii*) es sensitiva a niveles bajos de Al.

Capítulo No 6 Propiedades Físicas de los Suelos

Dr. Enrique Frometa Milanés

Introducción

Las propiedades físicas del suelo, junto con las propiedades químicas y biológicas, determinan la capacidad agroproductiva de este. El conocimiento de estas propiedades permite realizar con mejor eficiencia las siguientes actividades agrícolas: laboreo, fertilización, drenaje, irrigación, conservación de suelo y agua y el manejo de los residuos de cosecha.

Considerando el suelo desde el punto de vista físico, se puede definir como un sistema de gran complejidad, heterogéneo, disperso y trifásico (sólido, líquido, gaseoso). El sistema suelo así definido, muestra como característica fundamental un dinamismo intenso, determinado por los efectos de la temperatura, la luz, la presión total, el agua, los solutos y los organismos.

La física de suelos comprende el estudio de todos los conceptos fundamentales de los procesos y propiedades que son importantes en el crecimiento de las plantas, manejo del suelo y agua y otras actividades que se llevan a cabo durante la producción agrícola.

Funciones de la física de suelo en el manejo del sistema suelo-agua-planta.

Las condiciones físicas del suelo pueden alterarse y modificarse por su manejo en dependencia del momento, las condiciones que existan en el medio y la forma en que se realicen las labores por lo que es esencial conocer las propiedades físicas naturales que presenta el suelo de forma tal que no sean afectadas durante el proceso de preparación del suelo.

La contribución de la física de suelo influye en diferentes aspectos como son el potencial de agua del suelo y su movimiento, el intercambio gaseoso, la absorción de agua por el sistema radical de la planta, la temperatura, la calidad de la preparación del suelo.

Composición mecánica del suelo

Esta relacionada con el diámetro de las partículas minerales, específicamente se refiere a la proporción relativa de los tamaños de varios grupos de partículas del suelo.

Para el estudio de las partículas del suelo se agrupan convenientemente según su diámetro y al procedimiento analítico mediante el que se separan se conoce como análisis mecánico o granulométrico para lo cual se han propuesto diferentes clasificaciones aunque la reconocida internacionalmente es la que se presenta en la Tabla No 6.1:

Tabla No 6.1 Clasificación Internacional de las partículas del suelo por su diámetro.

Partículas	Diámetro en mm
Arena gruesa	2 - 0,2
Arena fina	0,2 - 0,02
Limo	0,02 - 0,002
Arcilla	< 0,002

Cada una de estas partículas le infiere determinadas propiedades a los suelos, y lo que influya además la proporción en que ellas se encuentran. Si hay predominio de la fracción arena el suelo tendrá poca retención de humedad, alta velocidad de infiltración, alta macroporosidad, baja microporosidad. Si predomina la fracción arcillosa, la retención de humedad será mayor, disminuye la infiltración, con un aumento de los poros más pequeños y disminución de los macroporos, mientras que la fracción limo determinara propiedades intermedias entre los suelos de textura arenosa y textura arcillosa. La textura del suelo tiene una influencia directa sobre la producción de los mismos

Análisis mecánico.

Consiste en determinar el contenido de cada fracción en una muestra de suelo. el éxito de este análisis depende:

1. De una correcta toma de muestra de suelo.
2. Garantizar la adecuada dispersión de los agregados presentes en la muestra.
3. Aplicar la técnica con el rigor científico adecuado.

Con los resultados obtenidos se efectua la clasificación textural del suelo.

Clasificación textural del suelo presentan

La clasificación textural del suelo se refiere a los porcentajes en que se encuentran las diferentes partículas y pueden ser:

<u>Textura del Suelo</u>	<u>Proporción de Partículas</u>
Arenoso (3)	Contenido de arena > 70 % Contenido de limo + arcilla = 30%
Limoso (2)	Contenido de limo > 60% Contenido de arena + arcilla = 40%
Arcilloso (1)	Contenido de arcilla > 35% Contenido de limo + arena < 65%

Franco o Loam (4) Contenido de arcilla 15 %, limo 40 % y arena 45 %

Desde el punto de vista agronómico, la textura franco o loam, es la que ofrece mejores ventajas, ya que su manejo es más fácil. Las combinaciones de las cuatro formas fundamentales nos dan otros nombres texturales.

Ejemplo: 41 = Loam arcilloso 413 = Loam arcillo - arenoso

13 = Arcillo - arenoso, etc

Con la determinación de los distintos porcentajes de fracciones del suelo, se puede realizar la clasificación textural utilizando el triángulo textural .Figura 6.1.

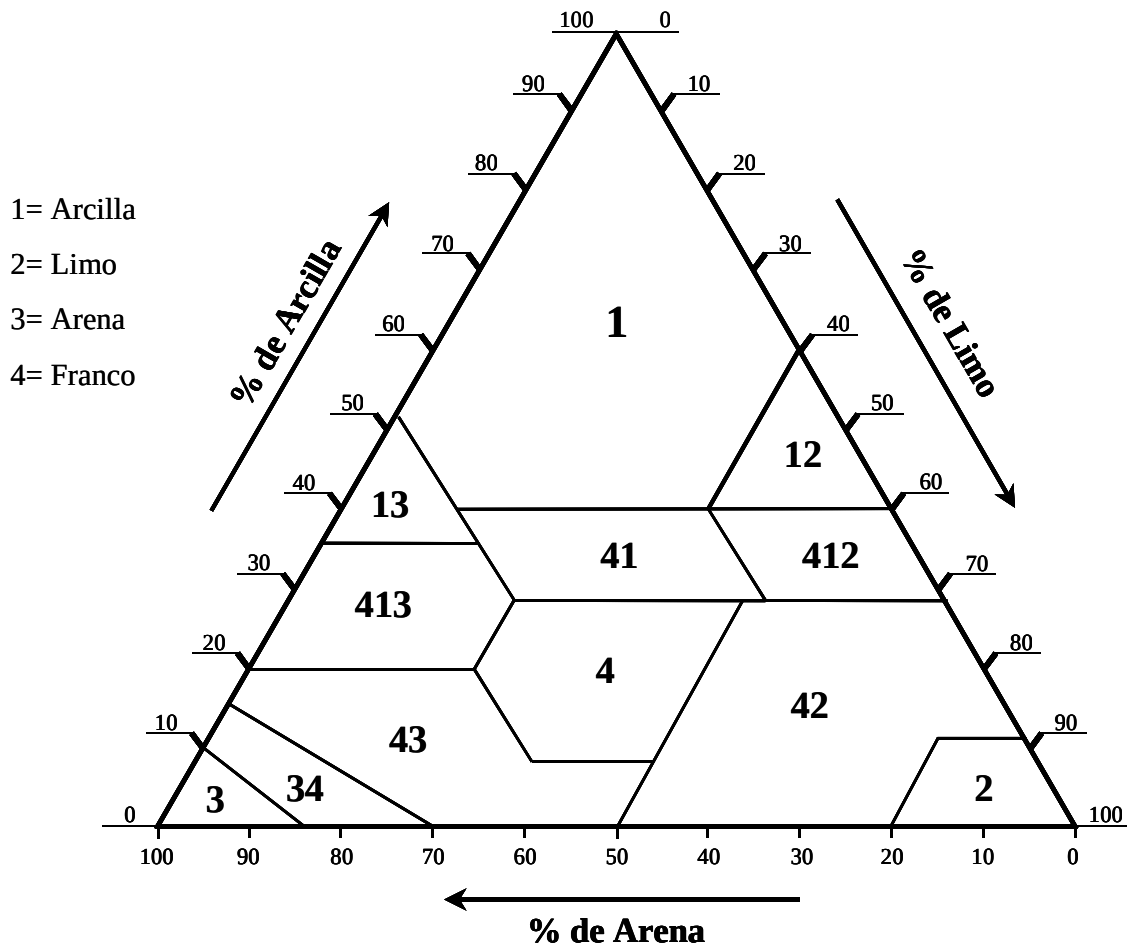


Figura 6.1 Triángulo Textural. (Soil Survey Manual, 1951)

- En cada lado del triángulo se representa el porcentaje de las diferentes fracciones.
- El triángulo se maneja en el sentido de las manesillas del reloj.
- El porcentaje de cada fracción se ubica en el lado del triángulo que corresponda.
- Se traza una línea paralela al lado anterior
- Buscando el punto donde se corten las líneas trazadas, este nos dindicara el tipo de textura del suelo

Relacion entre la textura, la fertilidad y productividad del suelo.

Existe una relación muy estrecha entre la textura del suelo, la fertilidad y la productividad, las fracciones arcillosas tienden a proporcionar un mayor grado de fertilidad al suelo, tendiendo por tal razón a que los mismos sean más productivos., los suelos de textura arenosa presentan fertilidad más pobre, propiedad que puede influir negativamente sobre la productividad., cuando existen suelos que presentan textura loamosa por lo general son suelos con propiedades intermedias entre los arcillosos y los arenosos. Lo expresado es en forma general pero todo está en dependencia de las características del material que ha dado lugar a los diferentes tipos de fracciones que se han formado los suelos .

La estructura del suelo, su genesis.

Desde el punto de vista morfológico se define como la disposición que adquieren las partículas elementales (arcilla, limo y arena) para formar diferentes tipos de agrupamientos.

Genesis de la estructura del suelo

La génesis de la estructura del suelo comprende las causas y modos de formación de las unidades estructurales o agregados. El origen de la estructura parte de dos principios fundamentales; floculación y cementación.

Floculación: Es de naturaleza electrocinética. En la medida que se reduce el potencial Z de las partículas dispersas, se produce una atracción mutua, formando un floculo. La reducción del potencial Z puede producirse de dos formas:

a) Por la unión de las partículas dispersas, de igual carga por elementos floculantes tales como el Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} y Al^{3+} . Este proceso ocurre principalmente con las arcillas cargadas negativamente.

Coloide - Ca^{2+} - Coloide

Este proceso es el más común en los suelos de Cuba donde el catión Ca^{2+} es el de mayor participación.

b) La floculación también puede producirse por el resultado de la atracción electrostática entre los bordes positivos y las caras negativas de los minerales arcillosos. Este tipo de borde - cara de floculación produce un sistema mucho más estable.

Óxidos	+	-	arcilla
	+	-	1:1
Borde	+	-	Caras neg.

Este proceso es más característico en los suelos que poseen arcillas de alta evolución como las arcillas de óxidos de Fe y Al en íntima relación con arcillas 1:1 además, debe existir pH ácidos, que favorecen el incremento de las cargas positivas sobre todo cuando predominan los óxidos de Fe y Al. Este es una posible explicación del porque de la alta estabilidad estructural de algunos suelos tropicales.

La formación de los agregados estables requiere que las partículas primarias estén tan firmemente unidas entre sí, que no se dispersen en el agua para lo cual se necesita de la cementación.

Cementación: Es el proceso mediante el cual los flóculos se unen para formar los agregados.

Partícula dispersas + Elementos floculantes (Ca, Mg, Fe) —————> Floculos

Floculos + Cementación —————> Agregados o granulos

Este indica que la granulación es floculación + cementación

Los componentes más significativos en este proceso son:

- Interacción de las partículas de arcillas en relación con la humedad y la temperatura (adsorción física).
- La interacción de las arcillas con la materia orgánica.
- Actividad de la vegetación, fauna y microorganismos.

Interacción entre las partículas de arcilla.

Las materias coloidales del suelo causan la cementación de las partículas primarias en agregados estables. La agregación estable no puede producirse en las arenas y en los limos, si faltan los coloides. Por lo que es necesaria, a través de las propias partículas de arcilla.

1. Los coloides inorgánicos irreversibles o lentamente reversibles (óxidos o hidróxidos de Fe y Al).
2. Los coloides orgánicos y la biota del suelo.

Copartículas arcillosas.

Se han encontrado una alta correlación entre las partículas arcillosas de 5 micras y el porcentaje de agregados 0,05 mm de diámetro, en gran número de suelos se han encontrado correlaciones 0,566 y se considera importante un valor 0,21.

También se encontró que al disminuir la materia orgánica aumenta la correlación entre el contenido de arcilla y la agregación y viceversa.

Los polisacáridos producen agregados de gran estabilidad en suelos poco arcillosos, es menos significativo en suelo de alto contenido de arcilla.

Las partículas de arcilla funcionan como agentes de enlace tales como partícula - agua, catión agua. Mientras mayor sea la superficie específica y la capacidad de intercambio catiónico es más favorable la cementación. Mientras menor sea el radio de hidratación de las bases mayor es la agregación porque se incrementa la cohesión entre las partículas.

La alternativa de mojadura y secamiento favorece la agregación.

Coloides de hierro y aluminio.

Se ha demostrado que estos coloides hidratados son casi completamente irreversibles en la deshidratación, esta propiedad es un factor importante en la producción de agregados estables al agua en suelos Ferríticos. Se ha encontrado hasta el 71% del total de las partículas de arcilla formando agregados > 0,05 mm, y que hasta el 95% del total del limo + arcilla están agregadas en unidades mayores.

Existe una relación muy estrecha entre la cantidad de hierro libre y la cantidad de agregados estables. El hierro tiene dos funciones en la agregación, la parte que está en disolución puede actuar como floculante, y la otra parte que es más gelatinosa como cementante.

Efecto de la materia orgánica.

Hace mucho tiempo que se conoce el papel de la materia orgánica en la agregación de los suelos. Los estudios efectuados han demostrado la correlación altamente significativa que tiene en esta propiedad.

Actividad microbiana.

La incorporación de la materia orgánica trae la acción de los microorganismos del suelo: hongos, actinomicetos, bacterias y levaduras. La materia orgánica en sí, sin transformaciones biológicas, tiene un efecto muy pequeño, sobre la estructura del suelo y los microorganismos sin materia orgánica son ineficaces en la producción de agregados.

El proceso metabólico de los microorganismos sintetiza las complejas moléculas orgánicas. Los productos residuales de la descomposición quedan en el suelo dando la producción de agregados estables. La estabilidad puede ser el resultado de: 1) la acción de unión mecánica por las células y los filamentos de los organismos, 2) los efectos cementantes de los productos derivados de la síntesis microbiana, 3) la acción estabilizadora de los productos de la descomposición que obran individualmente o en combinación.

Los estudios realizados han demostrado que la estabilización de los agregados depende del tipo de microorganismo, de la especie dentro de un determinado tipo y de la presencia de fuente energética y de nitrógeno para el microorganismo.

Los hongos son los más efectivos, seguido de las bacterias y por último los actinomicetos. Los hongos y los actinomicetos producen una unión mecánica de los agregados mediante los micelios que ellos mismos producen, también forman productos que tienen una influencia estabilizadora. Las bacterias producen gomas que tienen acción cementantes.

El efecto de los hongos y actinomicetos sobre la agregación es temporal y desaparece por descomposición bacteriana de los micelios. La formación y estabilización de los agregados esta más relacionado con la síntesis microbiana que por la presencia física de bacterias y hongos en el suelo.

Las investigaciones han atribuido que el papel principal de la acción cementante se debe a los polisacáridos, producto de la síntesis. Esto es basado en varias observaciones científicas.

- 1.- Cuando se añade polisacáridos al suelo, aumenta el número y estabilidad de los agregados.
- 2.-Existen en el suelo muchos organismos que producen polisacáridos durante el proceso de metabolización de las fuentes de energía.
- 3.- Los polisacáridos pueden ser extraídos del suelo, se ha calculado que de 5 a 20% de la materia orgánica del suelo contiene polisacáridos, originados a partir de los residuos de plantas o microorganismos.
- 4.- Existe una correlación estadística entre la agregación y el contenido de polisacáridos del suelo.
- 5.- Cuando los polisacáridos son eliminados del suelo por tratamiento químico, disminuye la agregación.

Estos polisacáridos son mezclas de grandes polímeros en las cadenas contienen gran número de grupos OH y contenido de los grupos amino, carboxilo y fenólicos entre otros.

Productos de la descomposicion microbiana.

Los ácidos húmicos, productos bastante estables originados de la descomposición biológica, son mezclas de polímeros de alto peso molecular que contienen aminoácidos

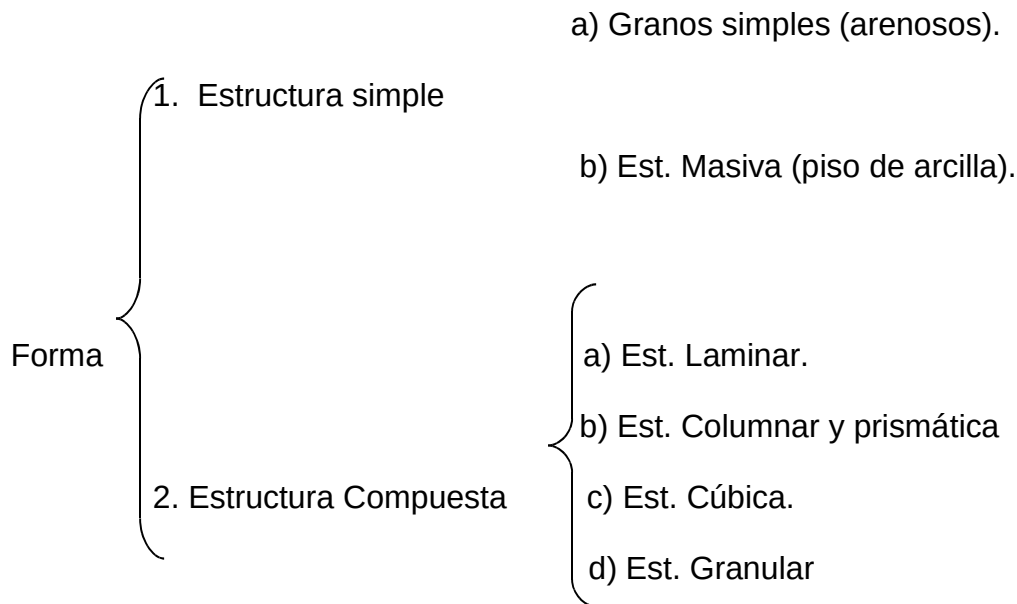
y grupos fenólicos, se ha hallado que son superiores a las demás fracciones como agente de agregación formando una película alrededor de los macroagregados. La agregación ocurre por mediación de los grupos funcionales, los cuales permiten la reacción con la materia mineral, siendo los compuestos aminopoliurónicos, polisacáridos, las proteínas y el material coloidal de la lignina, las responsables de cementar. Las grasas, resinas y ceras impiden la disgregación haciendo impermeable a los agregados y con ello aumenta su estabilidad.

Los ácidos fúlvicos, por sus características ácidas, de bajo peso molecular y su agresividad, ofrecen una débil acción cementante.

Clasificación de la estructura del suelo.

La estructura de los suelos atendiendo a su forma, estabilidad y tamaño, se pueden considerar

a) Distintos tipos de estructura, por la forma o figura de los agregados.



Estructura simple. (Los planos de división están ausentes o son indistintas).

Grano simple. Se encuentra normalmente en arenas limos con bajo contenido de materia orgánica, en suelos arenosos permite la aeración y un máximo movimiento del agua, cuando existen en los suelos arcillosos ocasiona la ausencia total de poros grandes.

Estructura masiva.

Es similar a la anterior excepto que es coherente, Ejemplo costra del suelo, la formación de piso de arado y fragipan. Agronómicamente es indeseable.

Estructura compuesta.

Los planos naturales de división se distinguen perfectamente. Estas se describen según las longitudes relativas de los planos verticales y horizontales y los contornos de sus bordes.

Según las formas de sus contornos la estructura pueden ser: Laminar, Columnar, Prismática, Cúbica y Granular.

Laminar: Los agregados están dispuestos en forma de planos muy finos o láminas superpuestas. Pueden encontrarse en suelos vírgenes de regiones húmedos y también en suelos salinos.

Columnar: Se presentan en forma de bloques o de columnas vertical de 2 a 5 veces más alto que ancho. Este tipo de estructura es característico de los horizontes intermedios de los suelos arcillosos del tipo 2:1.

Cúbica: (terrosa, couboide o poliédrica). El agrietamiento natural se presenta bien desarrollado, vertical y horizontalmente. Ambos ejes son aproximadamente iguales, formando cubos. Este tipo de estructura es común en los suelos arcillosos y puede formarse en cualquier horizonte. Se puede dividir en:

Bloques angulares: ángulos agudos bien definidos y aristas cortantes.

Bloques sub - angulares: las caras son redondeadas y planas con vértices romos en su mayoría.

Nuciformes: Cuando los bloques son pequeños, por lo general y de variados tamaños.

Granular: Los agregados son más o menos redondeados, porosos y reciben el nombre de gránulos.

Si los gránulos son porosos y blandos se les llama terroncillos o migajas.

Esta estructura es típica de los suelos que presentan un alto contenido de humus y de hierro.

b) Variados grados de estructura por su estabilidad y resistencia.

Los grados de estabilidad de la estructura están definidos por el contenido de humedad, la cantidad y tipo de arcilla, la naturaleza de los cationes absorbidos y el contenido de materia orgánica.

Los términos para determinarlas son:

- 1) Amorfa o sin estructura (carencia de estructura).
- 2) De poca o escasa resistencia (poca durabilidad, no están bien definidos).
- 3) Mediana resistencia (formas definidas, media estabilidad).
- 4) De grandes o fuerte resistencia (agregados perfectamente desarrollados, durables y de alta estabilidad).
- 5) Diferentes clases de estructura por el tamaño de los agregados.

Los agregados del tamaño de las arenas son más favorables al crecimiento de las plantas, que los agregados mayores o menores. El tamaño de los agregados es un criterio muy valioso para juzgar la estructura.

Se clasifican en:

- Macro estructura – Los agregados son mayores de 0,25 mm.
- Micro estructura. – Los agregados son menores a 0,25 mm.

Las macroestructura se caracterizan por ser, menos estable si la comparamos con la microestructura. Su estudio se realiza por medio del tamizado en húmedo y en seco y se separan: agregados >10mm (poco estable), de 5 - 7 mm (ídem), 5 – 1 mm (más estable), y menos es de 1 mm (màs estable). En este conjunto de agregados los más

favorables son los que presentan dimensiones de 5 a 1 mm, porque determinan un buen espacio poroso y buena retención de humedad.

Los menores de 1 mm se caracterizan por formar las costras en el suelo y determinan mal drenaje cuando se encuentran valores altos.

La microestructura: ($< 0,25\text{mm}$) es bastante estable, difícil de dispersar, su frecuencia afecta marcadamente la capacidad agrícola del suelo. En suelos arenosos de bajo contenido de materia orgánica es común encontrarla, así como en suelos donde el complejo absorbente esta dominado por Na. El agua no puede drenarse por gravedad sobre todo cuando los agregados son del tamaño del limo, ya que los poros son muy pequeños ($< 0,006\text{ mm}$), al secarse se compactan en extremo.

Evaluación de la estructura del suelo. La evaluación de la estructura y su estabilidad esta basada en la relación que existe con la erosión, infiltración, penetración de las raíces, aeración y otros aspectos relacionados con el manejo y uso del suelo. Al agricultor le interesa la "sazón o tempero" de la capa arable del suelo. Por este término se entiende la capacidad de los gránulos o agregados para resistir la destrucción por el choque de los aperos, del golpeteo de las gotas de lluvia, el arrastre del agua de escorrentía; de modo que la penetración del agua, la aeración y la penetración de las raíces se mantengan a niveles favorables. La sazón o tempero también implica la rotación de agua y la posibilidad de trabajar el suelo, que en gran medida depende de la textura de éste. Para evaluar la estructura se fundamenta en el grado de agregación, estabilidad y la naturaleza del espacio poroso.

Grado de agregacion.

La que interesa al agrónomo es la distribución de tamaños, la cantidad y estabilidad de los agregados. Se pueden encontrar diferentes formas y estado de agregación, que expresan el porcentaje de agregados mayores, que un tamaño específico, en peso dado del suelo. Otra forma es la distribución de los agregados, principalmente en húmedo, en este caso, diferentes autores coinciden en plantear que los agregados de 5 a 1 mm, son los más favorables agronómicamente, como fue planteado anteriormente, ya que se correlacionan significativamente con los poros de menor aeración.

Investigando suelos del Tipo Ferralíticos Rojos típicos, se encontró, una correlación altamente significativa entre los agregados de 5 a 1 mm y la porosidad de aeración, (0,917) en la capa de 0 - 50 cm de profundidad y por debajo de esta profundidad fue de 0,504.

Estos resultados indican que, en los suelos Ferralíticos, cuando estos agregados exceden el 25% del total se puede evaluar de satisfactorio. Sin embargo, al analizar los agregados menores de 1 mm, dio una correlación negativa, altamente significativa (-0,918) lo que indica que estos desfavorecen la porosidad de aeración. Se encontró que a valores mayores del 75% limitan ampliamente la porosidad de aeración.

Estabilidad estructural.

Significa la resistencia que los agregados del suelo se oponen a la manipulación mecánica. Es de máxima importancia en la formación y conservación de buenas relaciones estructurales del suelo.

Se han planteado diferentes formas:

1. Cribado en húmedo.
2. Acción de las gotas de agua de lluvia.
3. Desintegración al lixiviar con disolución diluida de NaCl.
4. Estabilidad contra la desintegración después del tratamiento con alcohol y otros líquidos orgánicos.

El cribado en húmedo es bastante utilizado, se reportan diferentes técnicas (Yoder 1936) Estas técnicas sirven para medir las estabilidades de los agregados al sobrehumedecimiento, acción golpeante del agua de lluvia, y otras formas.

En otros suelos el método más usado es sometiendo las muestras a tamizado en seco y en húmedo, la relación entre los agregados 0,25 mm en húmedo y estos mismos en seco nos da la estabilidad de estos agregados.

Los resultados obtenidos en suelos Ferralíticos Rojos, demuestran que estos presentan una alta estabilidad > 0,500. La estabilidad mostró correlación hasta de 0,54 con la materia orgánica.

Densidad del suelo y porosidad diferenciada.

La densidad del suelo es la relación entre la masa y el volumen de la misma, es decir. En el suelo se determinan dos densidades, la primera se refiere a la densidad de la fase sólida, los valores de esta densidad varían desde 2,45 hasta 3,00 Mg.m⁻³. Los valores tienen gran dependencia del carácter mineralógico del suelo y del contenido de materia orgánica.

La densidad del suelo (densidad de volumen o aparente) se caracteriza por que en ella se contempla el espacio poroso: es decir,

$$d = \frac{m}{v}$$

Donde:

d = densidad (Mg.m⁻³)

m= masa (Mg)

V = volumen (m⁻³).

Estos parámetros tienen un gran valor agrícola, ya que nos define el grado de compactación del suelo, es decir nos indica el grado estructural presente en un suelo dado.

Los factores que mayor influencia tiene sobre la densidad del suelo son: contenido de materia orgánica, textura del suelo, estructura, uso y manejo.

Contenidos alto de materia orgánica, el suelo adquiere una mejor estructura y los valores de la densidad disminuyen, lo que favorece el comportamiento agrícola. Se ha encontrado, una correlación significativa entre la materia orgánica y la densidad de volumen (0,73) en suelos tropicales evolucionados. La densidad de volumen del suelo puede actuar como limitante para los cultivos, la mayoría de los autores coinciden en

plantear que en los suelos arcillosos, los valores más adecuados fluctúan entre 1,00 - 1,10 Mg. m⁻³.

En los suelos arenosos se reporta como valores limitantes en 1,70 1,80 Mg. m⁻³ los rangos más apropiados para estos suelos se encuentran 1,20 - 1,50 Mg. m⁻³.

Los valores altos de densidad en general significan altos niveles de compactación producto del empaquetamiento de los agregados del suelo, lo que ofrece una fuerte resistencia a la penetración de las raíces.

La porosidad del suelo no es más que los espacios que quedan entre las partículas o agregados del suelo, y para el cálculo de la misma se utiliza las densidades del suelo. Esta expresión da el porcentaje en volumen del espacio de poros pero no las dimensiones de éste. La porosidad total de un suelo medio es del 50%. Las arenas tienen un porcentaje menor, los suelos arcillosos y orgánicos tienen mayor porosidad. Esta característica varía con el tamaño de las partículas y con el estado de agregación. La porosidad total no es tan interesante como la distribución del tamaño de los poros, en especial la de los poros mayores, que son los que contribuyen a la porosidad de aeración. Estos grandes poros aumentan con la agregación del suelo y con el tamaño de los agregados. Cuando la porosidad de aeración es menor del 10% restringe la proliferación de las raíces y su desarrollo, para su evaluación se establece que debe encontrarse entre 1/3 y 1/2 de la porosidad total.

La porosidad capilar representa aquellos poros encargados de la retención del agua, su valor depende de la textura, como propiedad fundamental y también del tamaño de los agregados, para medirlas se toma como referencias la capacidad de campo, es decir, la cantidad de agua retenida en contra de la gravedad.

La porosidad diferenciada sería:

$$P_t = P_c + P_a$$

Donde:

P_t = Porosidad total.

P_c = Porosidad capilar.

P_a = Porosidad de aeración.

Como resumen: La estructura del suelo puede evaluarse con un buen grado de significación por medio de la densidad del suelo y de la porosidad diferenciada lo cual es muy valedero para el diagnóstico del suelo desde el punto de vista agrícola.

Existen otras formas para evaluar la estructura y su estabilidad que son: curvas de infiltración, la permeabilidad intrínseca y la conductividad hidráulica.

Significado agrícola de la estructura del suelo, manejo de la estructura del suelo.

Uno de los objetivos de un buen manejo de la estructura del suelo es la producción de buenos cultivos con altos rendimientos. Esto se logra si se garantizan las buenas condiciones de porosidad, agregación, permeabilidad al agua, aire y raíces hasta el óptimo posible y hasta una profundidad suficiente para que la mayoría de las raíces de los cultivos encuentren esas condiciones favorables, lo que se traduce en máximos rendimientos.

Otro objetivo es la conservación del suelo, haciendo que por medio de la agregación disminuya la degradación por la lluvia y la escorrentía y también por el aire.

Para lograr esto se deben seguir algunas normas: regulación de la humedad, aeración y consistencia del suelo, aumentar la profundidad efectiva de los suelos; controlar la erosión y la destrucción de las unidades estructurales, para esto hay que lograr unidades estructurales adecuadas (5 - 1 mm) y protegerlas de la destrucción.

La distribución de los agregados sufre cambios cuando el suelo se somete a diferentes tipos de explotación agrícola. Tabla No 6.2

TABLA No 6.2 Comportamiento de la estructura en un suelo Ferralítico Rojo bajo diferentes sistemas de explotación a la profundidad de 0 - 20 cm. Tomado de Frometa, 1980.

% de agregados en mm.

Cultivo	Tamiz	5 - 1	1	0,25	Est.	%O
Biostacia	Ts	33,86	11,20		0,773	4,43
	Th	50,78	49,18			
Cítricos	Tb	31,00	9,73		0,774	3,48
	Ts	53,79	47,60			
King grass 20años.	Ts	31,00	14,75	2,65	0,823	2,73
	Th	51,30	48,78	19,90		
Cultivos variados	Ts		40,46		0,450	1,56
	Th		48,92			

Ts = Tamiz seco Th = Tamiz húmedo.

Los resultados demuestran que el cultivo continuado ejerce un efecto negativo en las propiedades del suelo sufriendo un nivel de degradación muy elevado tanto en la distribución de los agregados como en la estabilidad estructural y como es lógico esto tiene una relación directa con el nivel de materia orgánica.

Restauración de la estructura.

Sistema de cultivos.

La restauración de una granulación estable es un proceso relativamente lento, que en general requiere muchos años para obtener las condiciones de un suelo virgen. Para esta restauración se puede utilizar el cultivo de poaseas por el considerable efecto de agregación de su extenso sistema de raíces.

Como se indica en la Tabla No 6.2 en el caso del cítrico con césped permanente refleja un alto nivel de agregación, sucede lo mismo con el King grass, lo que indica el efecto de las poaceas. Además, en el cítrico se observó la presencia abundante de lombrices, lo cual contribuye a mejorar la estructuración del suelo.

Diferentes autores han demostrado que sometiendo al suelo a una rotación de cultivos que incluya poaceas se logra una recuperación bastante apreciable de la estructura del suelo.

La consistencia de los suelos

Es la propiedad que tienen algunos, entre ellos el suelo de resistir cuando se trata de deformarlos o romper.

La consistencia depende de la relativa atracción recíproca de las partículas en el conjunto de su masa, efecto que se nota principalmente en la resistencia a la deformación y a la ruptura. Esto significa que se debe a las fuerzas de adhesión y de cohesión que actúan sobre la masa del suelo y que a su vez están muy relacionados con los distintos grados de humedad.

Fuerzas que determinan la consistencia.

1. Fuerzas de cohesión. Está determinada por las cargas superficiales de las arcillas y por la atracción molecular sólido - sólido. Se manifiesta en los suelos cuando hay escasez de humedad, es decir en suelos secos. Cuando un suelo está muy cohesionado impide la penetración.
2. Fuerzas de adhesión. Interacción superficial sólido - líquido. Determinado por la atracción electrostática y las moleculares por las cuales las superficies sólidas atraen el agua y los gases, pero si la humedad es muy alta predominan fuerzas repulsivas sobre las atractivas y se dispersa el sistema coloidal.

Los suelos arcillosos manifiestan en mayor medida los distintos grados de consistencia, pero donde predominan fracciones gruesas, con baja superficie específica, la atracción superficial es insignificante, por eso se dice que los suelos arenosos son ligeros, ya que

no ofrecen resistencia a las labores del suelo, en la Tabla 6.3 se presentan los diferentes grados de consistencia del suelo bajo diferentes estados de humedad.

Tabla 6.3 Grados de consistencia del suelo.

Saturados		Húmedos	Seco	Cementado
Adhesividad	Plasticidad			
Sin adhesividad	Sin plasticidad	Suelto Friable	Suelto Friable	Débilmente cementado
Ligeramente adhesivo.	Ligeramente Plástico	Firme	Compacto	Muy cementado
Adhesivo	Muy Plástico	Muy Firme	Muy Compacto	
Muy adhesivo	Extremadamente Plástico	Extremadamente Firme	Extremadamente Compacto	Fuertemente cementado

Adhesividad: Es la propiedad de un cuerpo de adherirse o pegarse a otro, como ocurre cuando el suelo se pega a los instrumentos, cuando se realizan las labores.

Los suelos pueden ser:

- Sin Adhesividad o no Adherente
- Ligeramente Adhesivo
- Adhesivo
- Muy Adhesivo

Plasticidad:

Es la facultad de un cuerpo de dejarse moldear bajo la influencia de una fuerza aplicada.

En los suelos los estados de plasticidad son:

- No plástico
- Ligeramente plástico
- Plástico
- Muy plástico

Determinación de la plasticidad en el laboratorio. La plasticidad se determina mediante una serie de pruebas las cuales desarrollo Attemberg (1911) el que distinguió dos límites plásticos, un limite inferior de plasticidad y un limite superior de plasticidad.

- Límite superior de plasticidad: Está dado por la cantidad de agua que contiene un suelo en el momento que comienza a comportarse como un fluido y deja de comportarse como un sólido se le llama también límite líquido porque es la máxima cantidad de agua que puede tomar el suelo.

<u>LSP</u>	<u>Indice de Attemberg</u>
S uelos arenosos	22 - 42
Suelos limoos	50 - 75
Suelos arcillosos	53 - 85

- Límite inferior de plasticidad: Se le conoce también como límite plástico. Es la cantidad de agua necesaria para que el suelo pueda moldearse. Es un límite de gran utilidad práctica ya que por debajo de su valor no pueden ser trabajados los suelos. El LIP sirve para calcular aproximadamente la capacidad de campo en porciento.

- Índice de Plasticidad: se le llama también número de plasticidad es la diferencia entre los % de agua en una muestra de suelo cuando esta en su liite superior plástico y limite inferior plástico aplicado al cálculo siguiente:

$$IP = LSP - LIP$$

El IP se utiliza para establecer el grado de plasticidad

Evaluación de la Plasticidad.

<u>LSP % bss</u>	<u>LIP % bss</u>	<u>IP</u>	<u>Calificación</u>	<u>Textura aproximada</u>
<50	< 20	< 15	No plástico	Arenosa
50 - 70	20 - 35	15 - 30	Lig. Plástico	
71 - 90	36 - 50	31 -45	Plástico	Arcillosos (Arcillas de Óxidos e hidróxidos)
> 90	> 50	> 40	Muy plástico	Arcillosos (Arcillas 2x1)

Conclusiones

El estudio de las propiedades físicas de los suelos es sumamente importante debido a que influyen en el drenaje de los suelos, la aeración, la penetración radical, el intercambio gaseoso, la posibilidad del lavado de los elementos nutricionales, la velocidad de descomposición de la materia orgánica y otras condiciones que pueden limitar la productividad de los cultivos.

La importncia ha llevado a cabo de que se hable de la fertilidad física de los suelos por la gran influencia que tienen dichas propiedades y que en muchos casos la alimentación de las plantas de cultivos no depende de la existencia del nutriente en el suelo, sino de la posibilidad de pasar a través de las raíces hacia el interior de las plantas y esto depende en gran medida del estado físico de los suelos

Capítulo No 7. El agua en el suelo y sus relaciones con las plantas.

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc Carmen Alonso Martín

Introducción.

El agua es uno de los cuatro componentes esenciales del suelo, del agua presente en los suelos, depende el grado de meteorización de minerales y rocas, la intensidad de los procesos edafogénéticos, influye sobre las propiedades físicas del suelo en general y es fundamental en la nutrición de las plantas.

El agua en el suelo no se mueve libremente, porque el mismo es un sistema integrado por varios componentes, que se encargan de retenerla y controlar su movimiento, el que es muy variable y lo hace en distintas direcciones debido a las diferentes fuerzas actuantes, que presenta cada suelo y del propio contenido de humedad existente. De forma general el agua siempre se mueve desde las zonas más húmedas a las más secas, cuando se produce una diferencia de potencial hídrico entre dos puntos del sistema, la que a su vez está determinada por la conductividad hidráulica.

En el balance de agua en el suelo es necesario tener en cuenta todas las vías de ganancias y pérdidas, conceptos muy importantes para establecer los sistemas de riego.

Importancia práctica del agua en el suelo.

El agua es un agente biogeoquímico de gran importancia en la naturaleza, es muy activa debido a su poder altamente solubilizante, determinado por su estructura y polaridad.

Es un elemento edafogénico muy importante y su dinamismo en el suelo depende de las principales propiedades físicas y fisicoquímica. En su movimiento transporta las sustancias solubles y en suspensión.

Es necesaria para la actividad microbiana y las plantas no pueden vivir sin agua, ya que interviene en la fotosíntesis y la formación de sus compuestos orgánicos. Las plantas están compuestas de un 80 a un 90% de agua y en la formación de una unidad masa de materia seca invierten de 400 – 800 partes de agua, toman sus nutrientes que están disueltos en el agua y a su vez ésta le sirve para regular su temperatura.

Sin un abastecimiento correcto de agua la planta muere por:

En defecto: Disminuye la disolución de los nutrientes, aumenta relativamente la acumulación de sales, aumenta la presión osmótica, la planta no toma agua, la cede y muere por sequía (deshidratación).

En exceso: Disminuye el abastecimiento de aire, las células radicales estallan, y la planta muere por asfixia.

El agua en sus relaciones con las plantas es importante por:

- El suelo representa para la planta: Soporte, almacén de nutrientes minerales y abastecedor de agua.
- El agua para la planta determina su crecimiento y desarrollo, cubre el déficit producido por la evapotranspiración.

El dinamismo del agua en la planta depende de:

Capacidad de absorción hídrica por parte del sistema radical.

Su actividad metabólica. Sus hábitos de crecimiento y desarrollo.

El dinamismo en los suelos depende:

Tipo y cantidad de coloides minerales presentes

Cantidad de materia orgánica.

Las relaciones entre las fases.

Las sustancias disueltas.

Contenido total de humedad.

Por todas estas razones la cantidad total de agua en el suelo no constituye un índice absoluto que brinde información sobre el estado de humedad, su movimiento y accesibilidad para las plantas ya que son muchos factores que intervienen en su dinamismo.

Las formas del agua en el suelo se determinan por el estado de agregación y por la interacción con las fases sólidas y gaseosas.

Las formas del agua en el suelo se determinan por el estado de agregación y por la interacción combinada entre las fases sólidas y gaseosas.

Principales interacciones.

- | | | |
|----------------------|---|------------|
| 1. Sólido - líquido | } | adsorción |
| 2. Líquido - gas | | |
| | | |
| 3. Líquido - líquido | } | absorción. |

Retención de agua por el suelo.

El suelo al ser un cuerpo poroso permite el paso de fluidos por su interior, es decir es un cuerpo permeable, pero no toda el agua que penetra se mueve libremente, o sea, parte de ese contenido es retenido por las fases sólida o matriz del suelo. La retención de agua por el suelo se produce debido a las interacciones que ocurren en el mismo producto de estar constituidos por varios componentes, siendo los más importantes: El complejo coloidal mineral y el complejo órgano mineral. Las fuerzas principales que retienen el agua en contra de la gravedad son las de adhesión y cohesión que son las que determinan la existencia de la llamada agua libre ya que también existe el agua de constitución que no es tomada por las plantas.

Adhesión: Interacción superficial que ocurre entre la fase sólida, la líquida y la gaseosa, por su acción, el volumen total de agua retenido en el suelo es bajo, ya que se retiene en forma de películas muy finas, por ello la retención es muy fuerte y difícil de extraer

por parte de las plantas. Como la retención tiene un carácter superficial sólido - líquido y sólido - vapor la retención estará en función del diámetro de la fase sólida, a menor diámetro de la fase sólida mayor superficie específica y por tanto mayor fuerza de retención y como consecuencia mayor contenido de agua retenida.

Por ello, la montmorillonita retiene mayor contenido de agua. También influye en este tipo de retención el número de cargas negativas de los coloides minerales y orgánicos, se produce una atracción electrostática principalmente por puentes de hidrógeno. Por adhesión, los suelos arcillosos retienen más agua que los arenosos, lo que también es mayor al existir más humificación

Cohesión: Interacción líquido-líquido, atracción mutua entre las moléculas de agua que se unen entre sí por enlaces de H^+ . Determina el engrosamiento de las películas de agua que rodean los sólidos, hasta que sobre ellas actúa la fuerza de la gravedad y se mueven hacia abajo. En la medida que aumente la cantidad de agua irá disminuyendo las fuerzas de cohesión y menor será la fuerza para extraerla. Figura 9.1.

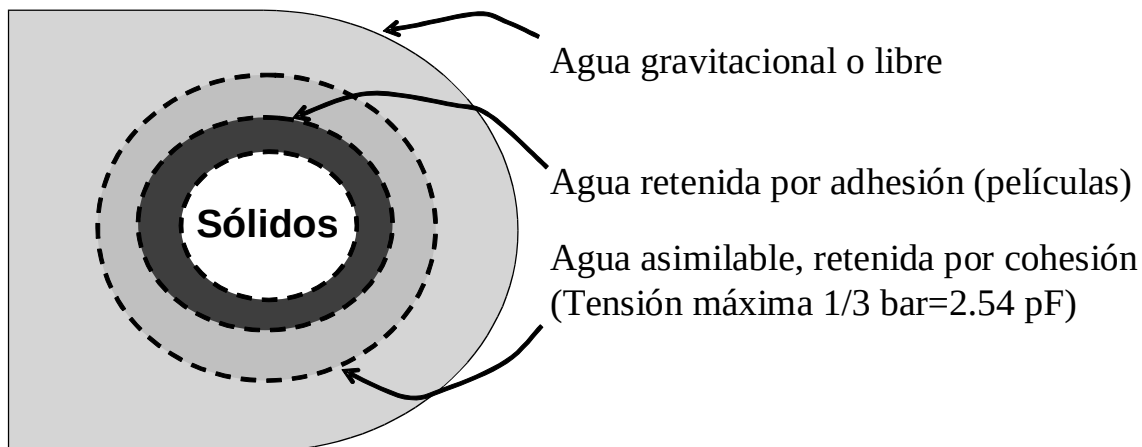


Figura 9. 1. Diferentes tipos de agua en el suelo.Tomado de Buckman y Brady (1967).

El agua que se mueve libremente en los suelos se encuentra por encima de las fuerzas de cohesión, por lo que ocupa parte de los microporos más grandes y los macroporos.

Estado energético del agua en el suelo.

La energía libre del agua retenida por el suelo disminuye en comparación a la energía libre del agua libre, a este decrecimiento de la energía libre es lo que se denomina: potencial del agua en el suelo, potencial hídrico o potencial de la humedad del suelo.

Conceptos de Potencial Hídrico

1. Expresa la diferencia que existe entre el potencial químico del agua pura en condiciones normales (estándar) y el potencial químico del agua en cualquier punto del sistema. Se asume que el potencial químico del agua pura es 0, por tanto el potencial hídrico (ϕ_w) del suelo tendrá signo negativo.

$$\phi_w = \phi_{\text{agua pura}} + \phi_w_{\text{agua retenida}}$$

$$\phi_w = 0 - \phi_w_{\text{retenida}}$$

$$\phi_w = -\phi_w_{\text{retenida}}$$

Otras razones:

A. El agua en el suelo esta más o menos retenida, puede realizar menos trabajo que el agua libre luego su potencial hídrico (ϕ_w) será negativo.

B. Para poder mover el agua retenida se necesita realizar un trabajo de succión_razón por la cual también es de signo negativo.

Es el trabajo con signo negativo que es necesario realizar para el traslado isotérmico y reversible de una unidad de masa de agua pura de agua del suelo a un estado de igualación sobre la superficie del suelo o sobre el nivel de las aguas subterráneas.

Por potencial hídrico (ϕ_w) del suelo se entiende: el decrecimiento de la energía libre del agua en el suelo debido a su retención.

Importancia práctica del potencial hídrico.- Está dado porque el agua se mueve en respuesta a un gradiente de energía libre, es decir, gradiente de potencial hídrico (ϕ_w), lo que garantiza el suministro de agua a las plantas.

Componentes del Potencial Hídrico (ϕ_w)

En la retención de la humedad por el suelo, influyen: tipo y cantidad de coloides minerales, contenido de coloides orgánicos, presencia y tipo de sales disueltas, cantidad de agua y tamaño de los capilares. El potencial hídrico (ϕ_w) está compuesto:

$$\phi_w = \phi_s + \phi_m + \phi_g$$

ó

$$\phi_w = \phi_o + \phi_c + \phi_p$$

donde:

ϕ_w = potencial hídrico

$\phi_s = \phi_o$ = potencial de solutos y/o potencial osmótico

$\phi_m = \phi_c$ = potencial matricial y/o potencial capilar

$\phi_g = \phi_p$ = potencial gravitacional y/o potencial de presión.

Todos tienen signo negativo, exceptuando el gravitacional o de presión que está determinado por la cantidad de agua presente en los suelos.

$$-\phi = -\phi_s + (-)\phi_m + \phi_g$$

Potencial de Solutos u Osmótico

Es el decrecimiento de la energía libre del agua por la acción de los solutos o sales disueltas en la disolución del suelo.

Este potencial es de suma importancia en:

- a) suelos afectados por salinidad
- b) al momento de aplicar fertilizantes o hacer encalados en los suelos pues adsorben gran cantidad de humedad y son capaces de plasmolizar los cultivos presente

Potencial Matricial o Capilar

Está determinado por la fase sólida del suelo que permite la atracción del agua por el sistema radical de las plantas. Es el decrecimiento de la energía libre del agua del suelo por efecto de sus coloides minerales y orgánicos y el sistema radical de las plantas. Alcanzan su mayor valor numérico los de las arcillas montmorillonita y es menor en los suelos rojos ricos en minerales de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, pero existe más cantidad de agua disponible en estos últimos para un mismo potencial.

Potencial Gravitacional o de Presión.

En los suelos saturados está dado por la presión hidrostática del peso de la columna de agua sobre el punto de medición (carga de humedad del suelo)

Expresiones

Se han usado las siguientes expresiones:

- atmósfera (normal)
- bar
- cm de columna de agua
- DINA / cm²

La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (1964) ha aprobado Joule por Kilogramo J / Kg (por unidad de masa)

$$1\text{J/Kg} = 1000,2772 \text{ Pa} \approx 1\text{Kpa}$$

$$= 1.10^4 \text{ ergio / g}$$

$$= 10^4 \text{ dina / cm}^2$$

$$= 10.2 \text{ cm de agua por unidad de volumen}$$

$$= 0.01 \text{ bar}$$

Por tanto $1\text{J / Kg} = 0.01 \text{ bar} = 1 \text{ kPa}$ luego $0.1 \text{ bar} = 10 \text{ kPa}$

Concepto de pF

Se le denomina así al logaritmo base 10 de una columna de agua expresada en cm (Schofield) Es un valor muy cómodo para expresar los potenciales del suelo porque su escala va de 0 a 7. A mayor contenido de humedad menor pF, a menor contenido de humedad mayor pF. Está aprobado su uso ante todos para las curvas de tensión de humedad por la facilidad de trabajar en el eje de coordenadas en el margen superior derecho.

Clasificaciones del estado del agua en el suelo

Atendiendo a todos los componentes que tiene el suelo y la retención con sus potenciales, el agua físicamente se clasifica como: higroscópica, capilar y gravitacional que se encuentran limitados por las constantes hidrofísicas. Biológicamente se clasifica como: no útil y útil .Figura 9.2.

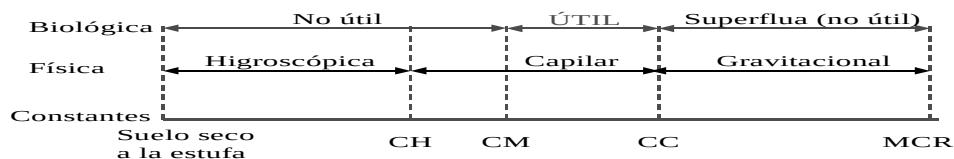


Figura 9.2. Clasificación de los estados del agua en el suelo. Tomado de Buckman y Brady (1967).

Agua Gravitacional:

Es el agua que no es retenida por los sólidos del suelo, se mueve en los macroporos y se desplaza en forma descendente por la acción de la gravedad.. Sus límites son: el máximo de capacidad retentiva y la capacidad de campo.

$$MCR = \phi W = 0$$

$$p = 0$$

$$CC = \phi W = -33 \text{ J/Kg}$$

$$pF = 2.54$$

Donde:

MCR = Máxima capacidad retentiva

CC = Capacidad de Campo

Su importancia práctica esta dada porque en suelos permeables con buen drenaje interno se pierde por percolación, lava las sustancias solubles y arrastra partículas finas. En suelos impermeables donde existe una capa que impida el libre movimiento, se acumula provocando el sobrehumedecimiento del suelo.

Agua Capilar:

Se encuentra suspendida en los poros finos del suelo, puede moverse en diversas direcciones, es retenida por capilaridad. La capilaridad es el resultado de la tensión superficial del agua y su ángulo de contacto con las partículas sólidas del suelo.

La tensión superficial es la fuerza que tiende a que todo líquido adopte una forma, en la que la relación de superficie y volumen sea la menor posible. La fuerza de tensión superficial actúa en la interfase líquido-aire y en la superficie del líquido. Se representa por la siguiente fórmula:

$$P = \frac{2 T}{R}$$

Donde:

P = Presión

T = Tensión

R = Radio de la esfera

Cuando predominan las fuerzas capilares ocurre un movimiento ascendente del agua que depende de la presión del aire y del diámetro de los capilares del suelo. Mientras menores sean las fracciones, sólidas del suelo, menor será el diámetro de los poros

capilares y por tanto habrá mayor elevación capilar, ascenso capilar. Figura 9.3. movimiento capilar . Figura 7.

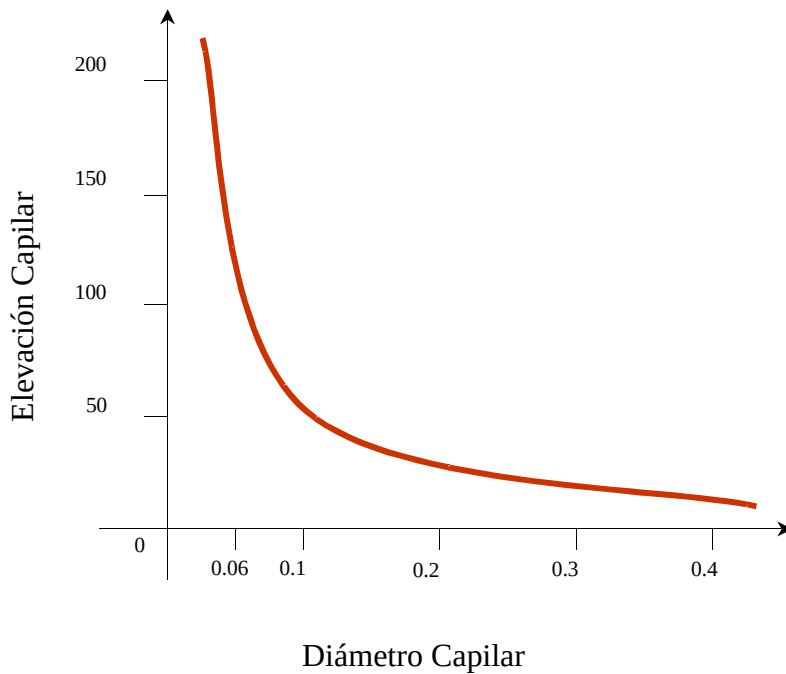


Figura 9.3. Relación entre el diámetro de los poros capilares y la elevación capilar. Tomado de Buckman y Brady (1967).

La importancia práctica del agua capilar está dada por:

- a) Es parte de la disolución del suelo.
- b) Se mueve en todas direcciones: vertical descendente, vertical ascendente, laterales y de forma oblicua.
- c) Cubre el déficit de humedad que se produce en el suelo.
- d) Una parte de esta agua es la que toman las plantas, la que se llama agua útil o agua aprovechable.

Valores límites: Se encuentra entre la capacidad de campo (valor superior) y el coeficiente higroscópico (valor inferior de humedad)

$$\phi_w = CC - 33 \text{ J/Kg} \quad CH = - 2780 \text{ J/Kg}$$

$$pF = CC = 2,54 \quad pF = 4,5$$

Agua Higróscopica

Es el agua fuertemente adherida a las partículas del suelo en estado líquido. Se incluye también al agua retenida en estado de vapor, ante todo la tomada de la atmósfera. El agua líquida en forma de películas no se mueve mientras que el vapor se mueve y se intercambia con la atmósfera. Sus límites son: suelo seco al aire y el estado absolutamente seco o secado a la estufa.

$$\phi_w = -2780 - 4000 \frac{J}{Kg}$$

$$pF = 4,5 \text{ a } 7,0$$

Constantes Hidrofísicas:

Se le denomina así a las propiedades hidrofísicas que son límites entre los diferentes estado del agua en el suelo. Están determinadas por sus potenciales hídricos y no por su contenida de agua, esto quiere decir que para un mismo potencial hídrico una misma constante, pueden existir diferentes contenidos de humedad.

Máximo de capacidad retentiva o capacidad de absorción de humedad total.

Es cuando todos los poros están llenos de agua. Si el humedecimiento del suelo se realiza desde las aguas subterráneas, el máximo de capacidad retentiva (MCR) coincide con la porosidad total (PT) pero si el sobrehumedecimiento se realiza desde la superficie siempre quedara retenida una parte de aire que oscila entre 0,02 y 0,07 del volumen total. De forma general para hacer la determinación práctica se considera que del 5 al 8 % del volumen total del suelo existe aire oprimido. Sus fórmulas son:

$$MCR = PT \quad PT = \frac{D - d}{D} * 100 \quad \text{en \% de volumen}$$

$$MCR = \frac{D - d}{D * d} * 100 \text{ en \% base de Suelo Seco}$$

Para las arcillas dilatables, como por ejemplo la montmorillonita el MCR no coincide con la PT, se va se va por encima de este valor por el proceso de dilatación.

Capacidad de Campo.

Cantidad de agua que retiene el suelo contra la fuerza gravitacional una vez que ha drenado libremente, en un suelo bien drenado se alcanza de 24 a 48 horas después de una total saturación, el suelo contiene la máxima cantidad de agua disponible para las plantas. La capacidad de campo no es un valor único, es un sistema dinámico, de remoción de agua por medio del drenaje, evaporación y transpiración y el agua que se agrega a través del rocío, la lluvia y el riego, son factores que no permiten alcanzar el equilibrio entre la cantidad de agua del suelo bajo la acción de la fuerza de la gravedad, influyen además otros factores como son: textura, estructura, temperatura del suelo, histéresis entre otros. Por ser el suelo tan dinámico, la capacidad de campo debe considerarse una característica de campo y debe determinarse en condiciones naturales y no en el laboratorio.

Según la Norma Ramal del Ministerio de la Agricultura la capacidad de campo es el agua retenida por el suelo después de haber drenado o escurrido el agua gravitacional.

Cálculos:

1. Cálculo de la CC a partir de la humedad equivalente (HE).

$$CC = 0.865 \times HE + 2.62$$

Cálculo de la CC a partir del Limite Inferior de Plasticidad (LIP).

$CC = LIP \times 0.907 \times d$ para suelos con arcillas caolinita e

Hidróxidos de Hierro y Aluminio.

$CC = LIP \times 0.769 \times d$ para suelos montmorilloníticos

Para expresarla en % de Volumen (V)

$$\begin{aligned} \text{CC \% V} &= \text{CC \% bss} \times d \\ \text{CC \% V} &= P_{\text{cap.}} \end{aligned}$$

bss = base suelo seco a la estufa

d = densidad de volumen

Evaluación de la Capacidad de Campo en % de volumen

<u>CC</u>	<u>Gradación</u>
< 20	Baja
20.0 - 40.0	Mediana
40.1 - 55.0	Alta
>55.0	Muy Alta

Potenciales:

CC = Altura de una columna de agua = 346 cm.

CC = $\phi_w = -33\text{J} / \text{kg}$

CC = pF = 2.54

CC = 1 /3 bar

CC = 32688,7 Pa

Punto de Marchitez Temporal:

Sí las plantas se recuperan de la marchitez, cuando se le aplica agua.

Punto de Marchitez Permanente:

Sí las plantas no se recuperan, cuando se le aplica agua.

Al igual que la CC es un término dinámico y debe considerarse como una región del contenido de humedad que incluye la cantidad de agua y la velocidad con que esta se moviliza a las raíces de las plantas. Depende de: suelo – planta – clima.

Hay autores que consideran que debe llamársele Punto de Marchitez en un sentido biológico y Coeficiente de Marchitez en el sentido de potencial y contenido de humedad.

Cuando el suelo esta en el CM se considera que la planta debe de realizar unas 45 veces más trabajo para extraer el agua que cuando el suelo está en CC.

Cálculos:

1. Cálculo del CM a partir de la humedad equivalente $CM = HE / 1$.
2. A partir del Coeficiente Higroscópico (CH) $CM = CH / 0.68$
3. A partir de humedad higroscópica máxima (Hy) $CM = 1.5 \times Hy$

Evaluación del Punto de Marchitez

PM	Gradación
< 9.2	Bajo
9.2 - 24.3	Mediano
24.4 - 45.8	Alto
> 45.8	Muy Alto

Potenciales

$CM = \text{altura de una columna de agua} = 15.849 \text{ cm}$

$CM = \phi_w - 1500 \text{ J / kg}$

$CM = pF = 4.2$

$CM = 15 \text{ bar}$

$CM = 15 \text{ atm}$

$CM = 1470998 \text{ Pa}$

Coeficiente Higroscopico.

Se define como la cantidad de agua que un suelo contiene cuando se pone en equilibrio con la atmósfera con 98 % de humedad relativa a la temperatura ambiente. A ese punto se le llama higroscopicidad máxima.

Generalmente en los suelos se determina la humedad higroscópica (hy) y cuando esta se multiplica por un factor (ch) se halla la higroscopicidad máxima.

El ch se determina a partir de la humedad higroscópica (hy).

El agua higroscópica se determina:

$$\text{a) Seco al aire: } hy = \frac{a - b}{b} \times 100 = \frac{mh - ms}{ms} \times 100$$

Donde: b = ms = masa seca = suelo seco

a = mh = masa húmeda = suelo húmedo

b) Seco en atmósfera saturada de NH_4Cl / hy' (humedad higroscópica específica)

Cálculo de la higroscopicidad máxima (Hy)

$$Hy = 1.4 \times hy \quad Hy = 1.35 \times hy'$$

Cálculo del coeficiente higróscopico (Chig o CH)

$$\text{Chig} = \frac{100 + hy}{100} \quad \text{ó} \quad \frac{100}{100 - hy} \quad (\text{más exacto})$$

El coeficiente higróscopico se utiliza para determinar la masa seca del suelo a partir de cualquier masa húmeda que se tenga (para el mismo suelo)

$$Ms = mh / \text{Chig}$$

La masa seca también puede ser calculada por:

$$Ms = \frac{100 \times mh}{100 + hy}$$

$$100 + hy$$

Equivalencias:

CH = Altura de una columna de agua = 31.623 cm

$$CH = \phi_w = - 270027 \text{ J / kg}$$

$$CH = pF = 4.5$$

$$CH = 31 \text{ bar}$$

$$Ch = 31 \text{ atm}$$

$$CH = 3\,040\,062 \text{ Pa}$$

En la Figura 9.4. se muestra las fuerzas de retención (pF) a que es retenida el agua por un suelo de textura arenosa, desde la máxima capacidad retentiva hasta el agua de constitución. En los suelos arenosos el agua gravitacional puede estar retenida a un pF de 0 a 2,54, el agua útil a un pF de 2,54 a 4,2 (capacidad de campo a coeficiente de marchitez), agua capilar a un pF de 2,54 a 4,5 y el agua higroscópica a un pF de 4,5 a 7,0. Obsérvese que no toda el agua capilar es útil para la planta.

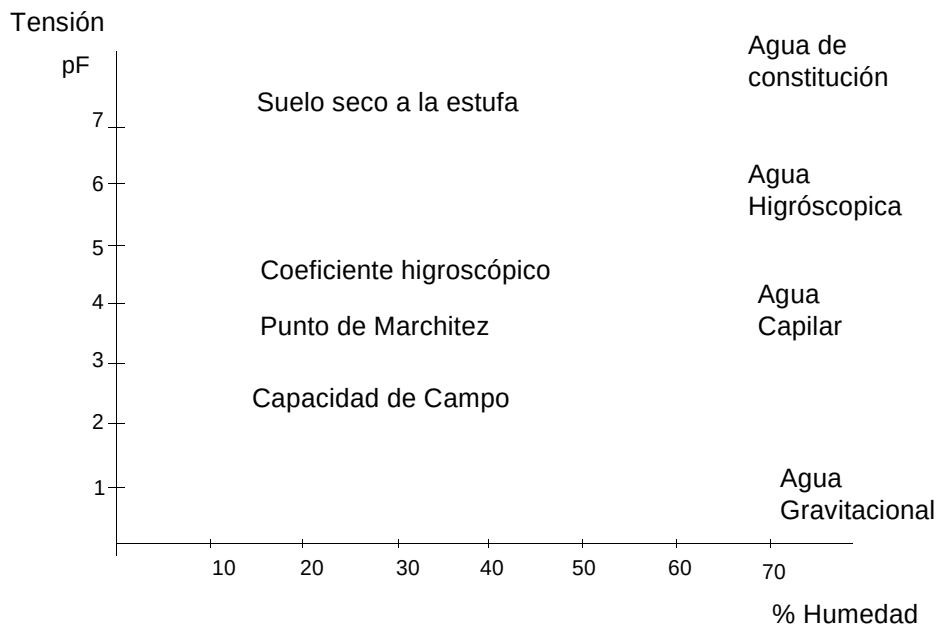


Figura 9.4 Relación entre las tensiones en que es retenida el agua clasificada física y biológicamente. Tomado de Buckman y Brady (1967).

Dinámica del agua en el suelo, factores que lo regulan.

Se le llama dinámica del agua a los factores que determinan la retención y liberación. El agua retenida por las fuerzas de atracción en la interfase sólido líquido o por los iones adsorbidos, se libera en el momento en que las fuerzas de remoción (desorción) exceden a las fuerzas de retención mientras mayor sea la retención menor será la liberación, pero sus reservas suelen ser mayores. Los principales factores que influyen son:

1. Textura: En los suelos donde predominan las fracciones gruesas existe menor retención, por ello, se libera más fácilmente. Esto se explica por la superficie específica que depende del diámetro a menor diámetro mayor superficie específica.

A mayor superficie específica de las fracciones mayor retención y menor liberación. Los suelos arenosos tienen en el horizonte A 25 % de hy. En los suelos Ferralíticos de 8 a 12 % y en los montmorilloníticos más del 20 %.

2. Estructura: Los suelos que presentan buena estructura, buena agregación, presentaran mayor retención hídrica.

En cambio en los suelos donde ha ocurrido una compactación, el espacio poroso es disminuido y pierde facultad para retener el agua. En estas condiciones, por encima de estos horizontes compactados tiende acumularse gran cantidad de agua que no es asimilable, ya que no existe aire en el sistema y las raíces no la pueden tomar.

3. Histéresis del agua del suelo.

Si el suelo se encuentra en fase de desecamiento (desorción) disminuye su ϕ_w (aumenta el pF) pero si se encuentra en fase de humedecimiento (sorción) aumenta el ϕ_w (disminuye el pF) Se le llama histéresis a la diferencia que existe entre las curvas de sorción y desorción para el mismo potencial o pF. Figura 9.5.

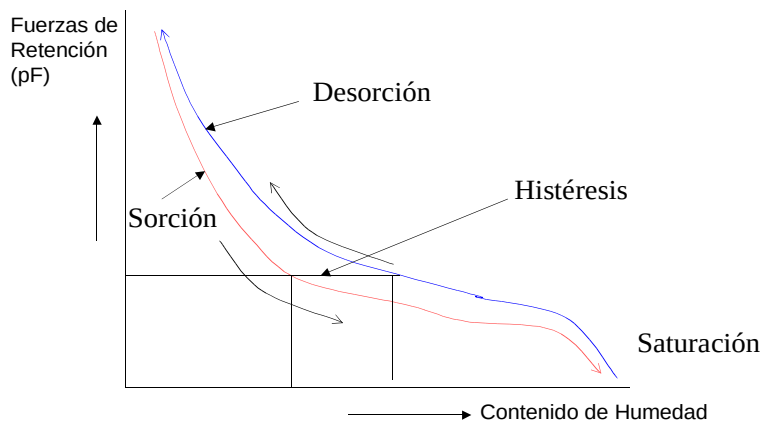


Figura 9.5. Diferencias entre la sorción y desorción del agua en los suelos
Tomado de Evans, L. B. (1983).

4. Coloides o matriz del suelo

Tiene importancia de acuerdo a los siguientes aspectos:

- Tipo de coloide: Si predominan arcillas del tipo 2:1, grupo de las montmorillonitas, habrá mayor retención de humedad, menor liberación pero son altas sus reservas hídricas.

Ejemplo:

Suelo	Coloides	Hy %	CC % bss	CM %bss	Agua útil %	En % de la CC
Ferrítico Púrpura	$R_2O_3 + 1:1$	5.4	28.00	16.14	11.86	42.16
Ferralítico Rojo típico	$1:1 + R_2O_3$	6.7	34.00	18.56	15.44	45.41
Fersialítico Rojo típico	$2:1 + 1:1 + Fe_2O_3$	14.00	29.00	22.54	6.46	22.27

Pardo con Carbonato	2:1	14.12	33.00	22.54	10.46	31.69
---------------------	-----	-------	-------	-------	-------	-------

- Porcentaje de arcilla: A mayor % de arcilla coloidal, habrá mayor porosidad y por tanto mayor retención de humedad. Se debe de analizar para el mismo tipo de coloide.

Ejemplo

Suelo	Arcilla %	Hy %	CC % bss	CM % bss	Agua útil %	% dela CC
Vertisuelo	70	16	56.00	25.28	30.22	52.26
Vertisuelo	80	20.10	63.00	31.30	31.85	59.02
Ferralítico Rojo típico	87	6.7	34.00	18.56	15.44	45.41
Ferralítico Rojo compactado	76	6.2	36.00	11.41	24.59	68.53

Cationes de cambio presentes en el CAS:

Influye en el tipo de ión y su cantidad total. A mayor cantidad de Na^+ intercambiable, mayor retención y menor cantidad de agua disponible, ya que el ϕ_s se suma al ϕ_m y por tanto será mayor en términos absolutos.

Densidad del suelo (dv).

Se debe analizar siempre en base a las características de cada suelo. Ejemplos.

Vertisuelos: Generalmente tienen baja ϕ (< 1.00) debido al alto contenido de microporos, tiene una gran retención y liberan menos agua, en estos suelos es necesario elevar el número de macroporos, por ello, se debe mejorar el drenaje, la estructura, aplicar materia orgánica. Si la densidad de volumen varía de 0.9 a 1.1 Mg/m^3 se mejora la disponibilidad del agua.

Ferralíticos: En estos suelos la microporosidad es alta pero el diámetro es un poco mayor que en los Vertisuelos por tanto, en estos suelos si la densidad de volumen varía de 1.2 a 1.0 Mg/m³ se logrará mayor disponibilidad de agua.

Arenosos: Tienen alta macroporosidad, baja porosidad total, y muy baja microporosidad la densidad de volumen es alta, por tanto, en estos suelos si disminuye la densidad de volumen (por ejemplo al aplicar materia orgánica u otros elementos coagulantes) disminuye la macroporosidad y con ello aumenta la retención hídrica.

Temperatura

A bajas temperaturas disminuye la energía cinética de las moléculas de agua, se hace más viscosa y se difunde lentamente, a altas temperaturas habrá mayor energía cinética, disminuye la viscosidad y mayor cantidad de agua se difunde. Pero en un sistema donde la temperatura no está en equilibrio, el calor fluye y puede llevar agua, en este caso pueden no existir diferencias en los ϕ_w pero sí habrá flujo de agua en respuesta a una transferencia de calor debido a la velocidad de producción de entropía del sistema.

Consideraciones

La influencia de la temperatura en el ϕ_w es baja en suelos húmedos que tienen altos ϕ_w

La influencia de la temperatura en el ϕ_w aumenta conforme los suelos se tornan más secos.

La influencia de la temperatura es distinta en diferentes suelos y para el mismo suelo en función de la cantidad de humedad.

Las principales fuerzas que actúan en la retención de humedad son las fuerzas de adhesión y de cohesión El que prevalezca en una u otra dependerá de la cantidad de agua presente en los suelos

Teniendo en consideración la energía con que se retiene el agua y su cantidad presente se realiza la clasificación física del agua en el suelo que se encuentra enmarcado por las constantes hidrofísicas. Por la disponibilidad de ser succionado por

el sistema radical se hace la clasificación biológica. Los principales factores que intervienen en su retención y liberación son textura, estructura, coloides, histéresis, densidad y temperatura.

El movimiento del agua en el suelo, factores que la determinan.

El agua en el suelo se mueve en diversas direcciones, lo hace vertical descendente y ascendente, por la superficie y lateralmente como ya se señaló: Las principales fuerzas que intervienen son: gravitacional, adsorción, capilaridad.

Gravedad: Por acción el movimiento tiende a ser descendente.

Adsorción y capilaridad: Se mueven en diferentes direcciones.

Al llover o cuando se realizan riegos el agua tiende a penetrar en el suelo, si toda la superficie del suelo está mojada, el movimiento es vertical descendente, pero si el suelo está muy seco, al caerle agua una parte se evapora, otra se mueve lateral y verticalmente cubriendo todas las partes secas, el total de agua que penetra en un suelo seco es mucho mayor que en uno húmedo, pero en cambio la velocidad de avance o penetración es mayor en el húmedo

Factores que determinan el movimiento del agua en el suelo

1. Textura
2. Tipo y cantidad de coloides minerales
3. Contenido inicial de humedad
4. Cantidad de materia orgánica.
5. Presencia de capas endurecidas en el perfil.
6. Profundidad de las aguas freáticas.
7. Tipo de vegetación que posee el suelo.
8. Tipos de cultivos y preparación de suelos.
9. Condiciones climáticas imperantes (humedad relativa, radiación, irradiación, intensidad luminosa, velocidad y grado de humedad del viento).

Momentos más importantes de:



Movimiento vertical descendente

Frente de mojadura.

Infiltración

Filtración



Movimiento vertical ascendente

Elevación capilar desde la superficie de una zona capilar apoyada o piezométrica.

Evaporación. A través del aire del suelo en forma de vapor, se difunde en la atmósfera todos los movimientos de agua en el suelo determinan las propiedades hidrofísicas dinámicas que presentan los suelos.

Principales propiedades hidrofísicas relacionadas con el movimiento del agua en los suelos.

Movimiento Descendente.

Permeabilidad. Es la acción mediante la cual un cuerpo sólido puede ser penetrado por algún fluido, el suelo al ser sólido y poroso permitirá que penetre el agua y los gases hacia su interior, todos los suelos en mayor o menor grado son permeables. Si el movimiento es libre, es decir, no está impedido y alcanza una alta velocidad, se dice que presenta alta permeabilidad. Si todos los horizontes del suelo alcanzan esta condición se dice que el drenaje interno es bueno, pero si el movimiento aunque ocurra es lento o impedido en alguno de los horizontes del perfil, se dice que tienen mala permeabilidad o son impermeables y esto trae como consecuencia drenaje interno deficiente. La capacidad permeable de los suelos es uno de los factores que más influye en las propiedades hidrofísicas.

Frente de mojadura. El agua en el suelo avanza como un frente de humedad, es decir, va cubriendo frentes. Cuando un suelo está seco, el agua se mueve en varias direcciones, cuando el agua satura este frente hasta aproximadamente el 80 % se mueve nuevamente más rápido. Figura 9.6.

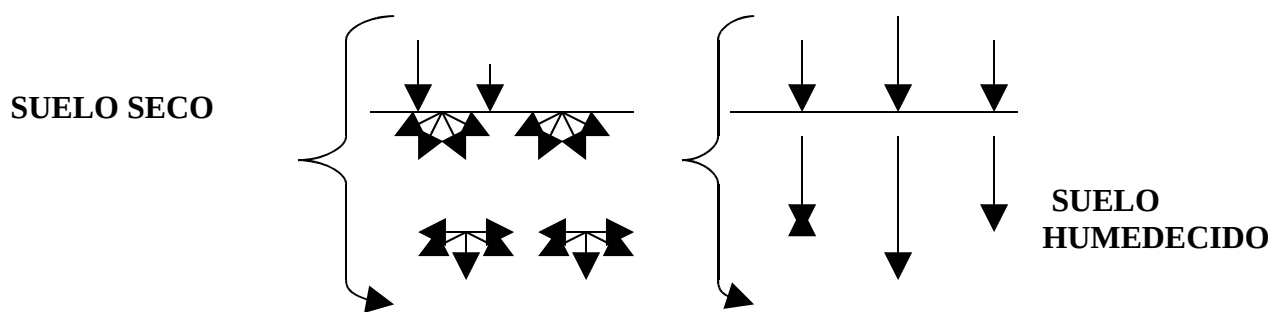


Figura 9.6. Movimiento del agua en un suelo seco y en un suelo húmedo. Tomado de DeBano, L. F. (1969).

Infiltración.

Es el movimiento del agua en el suelo a través de los poros del suelo. La cantidad de agua que se infiltra en un suelo en un intervalo dado de tiempo es máxima al comienzo de la aplicación del agua. Después de un tiempo, la velocidad de infiltración del agua en el suelo se acerca a un valor constante. En los suelos arenosos el agua se infiltra más rápidamente que en los suelos arcillosos. En los arcillosos los poros tienen menor diámetro por lo que se mueve más lentamente, pero su frente de mojadura es extendido hacia los lados. Figura 9.7.

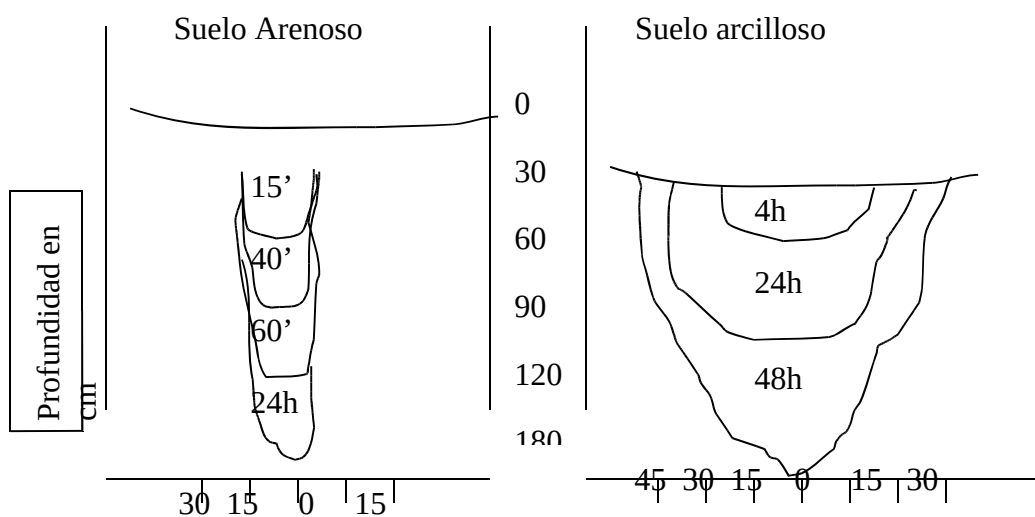


Figura 9.7. Forma de la penetración del agua en un suelo con textura arenosa y con textura arcillosa. Tomado de Buckman y Brady (1967).

Filtración: Es la acción de filtrar, penetrar. Es dejar pasar en un cuerpo sólido un líquido a través de sus poros. En el suelo se realiza bajo la acción de diferentes fuerzas, y puede ocurrir en diferentes direcciones. También se plantea que cuando la velocidad de infiltración se estabiliza aparentemente permanece constante en relación con el tiempo se le llama filtración y en este caso recibe el nombre de infiltración estabilizada, básica o total

El método más extendido para su determinación es el de los anillos concéntricos.

Infiltración: Es el movimiento descendente del agua en el suelo.

Infiltración instantánea (I.i): Es la Velocidad con que se filtra el agua en el suelo en un momento dado (intervalo). Decrece con el tiempo hasta hacerse aproximadamente constante.

Infiltración inicial (I. inic): Se refiere a la velocidad con que se filtra el agua en el suelo durante la primera hora de medición.

Infiltración Básica (IB): Es el valor de la velocidad de infiltración en el punto en el cual los valores se hacen aproximadamente constantes. Se considera que se ha llegado a la infiltración básica cuando el decrecimiento de los valores en una hora es menor del 10%.

Infiltración Acumulada (IA): Es la lámina de agua acumulada en el período de tiempo que dure la determinación, su valor aumenta con el tiempo y también se le conoce con el nombre de filtración.

Infiltración Media (Im): Es el valor medio de la velocidad de infiltración calculada por la fórmula

$$I_m = I_A \cdot 60 / t.$$

Donde:

I_m = Infiltración media (mm / h)

I_A = Infiltración acumulada (mm)

60 = Constante para expresar en horas

t = Tiempo acumulado en minutos.

Expresión de los resultados:

Inf. Instantánea	cm / h ó mm / h	}
Inf. Inicial	cm / h ó mm / h	
Inf. Básica	mm / h	
Inf. Media	cm / h ó mm / h	
Inf. Acumulada	mm	

Para expresar los mm / h en m / s se multiplica los valores por 3.6 y así se encuentran en Sistema Internacional de Medidas.

$$m / s = mm / h \times 3.6$$

Factores que determinan la infiltración

1. Textura.
2. Tipo y contenido de coloides minerales.
3. Tipo y contenido de iones presentes.
4. Estructura.
5. Número y espesor de los poros conductores, proporción entre macro y microporosidad.
6. Potencial matricial.

7. Grado de humedad inicial.
8. Contenido total de agua.
9. Presencia de capas endurecidas.
10. Profundidad del perfil.
11. Profundidad de las aguas.
12. Diferenciación textural.
13. Temperatura.
14. Presencia de costras superficiales.
15. Cantidad de materia orgánica.

Movimientos ascendentes

Evaporación: En el movimiento del agua en el suelo en forma de vapor que se produce dentro del suelo o entre la superficie del suelo y la atmósfera. La remoción de agua por evaporación es un proceso muy complejo, se activa por las diferencias de presiones de vapor de agua entre el suelo y la atmósfera, es decir se produce debido a una diferencia de potenciales hídricos. La evaporación tiene como consecuencias que en el suelo se modifiquen las temperaturas, flujo de calor, contenido de agua y el potencial hídrico.

Factores que la afectan:

1. Temperatura (energía radiante)
2. Presión de vapor del agua atmosférica.
3. Velocidad del viento.
4. Contenido de humedad del suelo.
5. Textura.
6. Tipo y cantidad de coloides.

7. Porosidad (relación entre macro y microporos)
8. Laboreo del suelo.
9. Cantidad de materia orgánica.

De forma general se puede plantear:

A menor temperatura se produce un incremento en la evaporación.

A mayor potencial hídrico en la atmósfera (escasez de vapor) se produce más intensamente la evaporación desde la superficie del suelo hacia la atmósfera. A menor velocidad del viento menor evaporación. A mayor cantidad de agua en el suelo (mayor potencial hídrico) se produce más la evaporación. En los suelos de textura arcillosa, donde es mayor la cantidad de microporos se produce mayor evaporación. En suelos montmorilloníticos es mayor que en caoliníticos.

Cuando la evaporación es muy intensa y los periodos de sequías son largos los coloides pierden agua y se contraen, aparece el agrietamiento en el suelo. En estos períodos de sequía y altas temperaturas cuando se produce una lluvia de poca intensidad en corto período de tiempo es fácil observar el incremento de la evaporación desde la superficie del suelo, hacia la atmósfera, debido al cambio brusco de humedad.

Esta es una forma de pérdida de agua (forma gaseosa) y es sumamente importante en el tropico donde diariamente ocurre este fenómeno. Durante los períodos de sequía, sino se tiene la posibilidad de efectuar riegos, las capas superiores actúen como un papel secante, la evaporación es más intensa y el suelo pierde agua a mayor profundidad.

Elevación capilar o ascenso capilar.

Se le llama así al movimiento ascendente del agua en forma líquida de una zona más húmeda en el interior del suelo hacia la superficie, el que se acelera si se ha producido una evaporación interna en la parte superior.

En las áreas superiores a un acuífero o capa freática se crea lo que se llama capa capilar o faja piezométrica, esta capa capilar es la región del suelo sobre una superficie de agua libre (capa freática o napa) donde el suelo está saturado. Este mismo fenómeno ocurre cuando en el interior del suelo existe una capa endurecida o impermeable que no permite el libre movimiento del agua y esta se almacena encima de esta capa compactada, dando lugar a una zona más humedecida, la altura alcanzada depende de un gran número de factores:

Este movimiento es muy importante ya que tiende a restituir parte de la humedad perdida por evaporación en la superficie, pero la misma es insuficiente para equilibrar el contenido de agua en la superficie con el de la profundidad. Esto es debido al fenómeno de la histéresis, ya que la superficie está en fase de desecamiento y la capa inferior en humedecimiento, por tanto, el contenido de humedad, para potenciales hídricos semejantes es diferente, además si hay cultivos se produce también la transpiración (otra forma de pérdidas) por tanto la elevación capilar no es capaz de restituir la humedad a la velocidad que se producen las pérdidas.

Este movimiento se considera dañino al suelo, cuando los acuíferos (de 3-7m de profundidad) están mineralizados, es decir, tienen una concentración salina superior a 1g/L ya que transportan las sales a la superficie. Este movimiento ascendente, prácticamente se detiene: a) Cuando en el suelo hay costras superficiales, b) Cuando se agrieta ya que se rompe la continuidad capilar c) cuando se ara o se realizan otras labores culturales (por ruptura de la continuidad capilar), d) Por lluvias o por riegos.

Leyes que rigen el movimiento de la humedad en los suelos.

- a) En suelos saturados: El movimiento que predomina es el descendente en el perfil y se cumple:
 - Primera ley del flujo de humedad del suelo (Darcy).

En un suelo saturado el agua se mueve en dirección a la disminución de la presión hidráulica, con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos.

La cantidad de agua que pasa por un corte transversal de suelo está en proporción directa con la disminución de la presión hidráulica y el área de corte transversal y en proporción inversa a la trayectoria recorrida.

El agua se mueve en dirección de la disminución de la presión hidráulica con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos y la conductividad del suelo al agua e inversamente proporcional a la distancia entre dos puntos.

$$Q = K \times S \times h / L \text{ (cm}^3 / \text{cm)}$$

Donde:

Q = Cantidad de agua que pasa por el corte transversal en la unidad de tiempo (t).

S = Superficie del corte transversal.

H = Disminución de la presión hidráulica.

L = Trayectoria (cm)

K = Coeficiente de permeabilidad-infiltración, cm / s.

Pertenecen a este tipo de movimiento la infiltración, filtración y percolación.

b) En suelos no saturados: los movimientos que predominan son en forma de vapor (evaporación) y líquido (elevación capilar).

- Segunda ley del flujo de humedad del suelo.

El agua fluirá a través de una interfase aire - agua solamente cuando la presión hidráulica sea superficialmente mayor que la presión atmosférica para que crezca la tensión superficial del líquido.

El movimiento se lleva a cabo por:

Gradiente de tensión

Flujo capilar a través de una lámina de agua

Por capilaridad ascendente: el agua es un flujo no saturado. El gradiente de tensión significa que el agua se mueve en cualquier dirección porque lo hace debido a que se

producen diferencias de tensión. El agua siempre se mueve de altas tensiones (mayor humedad) a las bajas tensiones (menor humedad) Recordar que tienen signo negativo -30 J / Kg es mayor que -70 J / Kg .

Balance del agua en los suelos.

Se le denomina así a la expresión cuantitativa del conjunto de ganancias (entrada de humedad) y de las pérdidas (gasto) y la variación de la reserva de humedad al inicio y al final. Este balance se realiza por una capa determinada de suelo en un intervalo de tiempo dado.

Generalmente se realiza para 1 ha y se expresa en m^3 / ha o en mm de una lámina o capa de agua.

Ecuación Básica.

$$BW = L l + E l + E c + R + M - E s - E v - T - P = 0$$

(Ganancias)

BW = Balance hídrico

L l = Lluvias

E l = Escurrimiento lateral

E c = Elevación capilar.

R = Rocío.

M = Aguas de riego.

(Pérdidas)

E s = Escurrimiento superficial.

E v = Evaporación.

T = Transpiración.

P = Percolación.

Cuando el balance tiene signo positivo significa que son mayores las ganancias, pero si tienen signo negativo son mayores las pérdidas.

Generalmente, para realizar el balance de agua se realiza un balance inicial de reserva y otro final (para una capacidad de suelo y tiempo determinado). Por tanto el balance es igual a la diferencia entre las reservas iniciales (W_i) y las reservas finales (W_f)

$$BW = W_i - W_f$$

La reserva de humedad = % de humedad bss x Prof. x d

$$W = \% \text{ humedad bss} \times \text{Prof. capa de suelo (m)} \times (d \text{ Mg} / \text{m}^3)$$

Las reservas de humedad en capacidad de campo es igual a: $W_{cc} = CC \% \text{ bss} \times d \times \text{capa de suelo (m)}$

El balance hídrico es sumamente importante porque determina si es necesario efectuar riego o por el contrario realizar labores de drenaje.

Otra forma de la pérdida de la humedad es la que se produce por la intercepción del follaje de las plantas, el agua se evapora desde la superficie foliar y se plantea que del total de agua que cae sobre el follaje sólo el 40% fluye a través de los troncos. Y llega al suelo, es muy importante en las áreas boscosas o forestales y en las áreas cultivadas de frutales.

Factores que determinan el volumen de pérdida por intercepción.

Intensidad de las lluvias o del riego.

Velocidad del viento

Follaje (volumen total)

Temperaturas

Distancia entre árboles o plantas cultivadas.

Factores que influyen sobre las pérdidas y ganancias de humedad.

Pérdidas gaseosas

Clima.

- Luminosidad (a mayor energía radiante mayor pérdida)
- Presión de vapor de agua atmosférica: a mayor presión de vapor en la atmósfera, menor pérdidas. En días húmedos, desciende la evapotranspiración.
- Temperatura: A mayor temperatura en la atmósfera mayor evapotranspiración.
- Vientos: A mayor velocidad del viento mayor evapotranspiración.

Plantas.

- Influye la especie, variedad, fase de desarrollo la ortogénesis, edad de las plantas, apertura y cierre de los estomas.
- Actividad bioquímica de las plantas.
- Volumen total que ocupa, principalmente follaje.
- Desarrollo radical.

Suelo.

- Contenido de humedad: A mayor reserva mayor evapotranspiración.
- Textura.
- Estructura, etc.

2. Pérdidas líquidas.

- ◆ **Esguerrimiento superficial.** Es el agua que esguerra por la superficie del suelo. Depende fundamentalmente del relieve, la pendiente, de la longitud de la pendiente y tipo de lluvia y recubrimiento de la superficie del suelo. Determina el drenaje superficial del suelo. Si el suelo está desnudo y con escasa vegetación, además de la pérdida de agua se producen pérdidas de suelos lo que se conoce como erosión hídrica. Si en un suelo existen costras superficiales se producirá mayor esguerrencia. En terrenos llanos dependerá de la textura, tipo y contenido de coloides y de la

estructura. Si la superficie del suelo está mullida y cultivada será menor la escorrentía

- ◆ Lateral: En los suelos que presentan una capa arenosa superficial y otra subyacente arcillosa entre ambas tiende a producirse un flujo lateral que ocasiona pérdidas.
- ◆ Percolación: El agua que domina la fuerza de la gravedad llamada agua libre porque esta dentro de los macroporos del suelo, desplaza el aire, lava las bases, arrastra partículas (lixiviación).

El drenaje interno deficiente y la impermeabilidad de los suelos.

Se le llama drenaje interno a la facultad que tiene el suelo de evacuar las aguas excesivas, es decir a la buena capacidad permeable de los mismos. Cuando es muy baja la capacidad permeable, su movimiento descendente es muy lento o impedido, se dice que el suelo tiene impermeabilidad, y su drenaje interno es deficiente. La impermeabilidad es un término relativo ya que la impermeabilidad como tal no existe en un suelo. Estos fenómenos dan lugar al sobrehumedecimiento de los suelos que pueden ser de 2 tipos: superficial y de profundidad.

Sobrehumedecimiento superficial temporal

Se le denomina también hidromorfismo de superficie. Se origina por:

- 1) Que el suelo tenga un horizonte compactado, con un alto porcentaje de arcilla, no permite la salida rápida del agua en períodos lluviosos y la misma se acumula hasta la superficie, se le llama vulgarmente encharcamiento.
- 2) Debido al sellaje del suelo. En los suelos ricos en montmorillonitas, al tomar agua la arcilla se expande, lo hace a expensas de la porosidad y por tanto sella el suelo. En estos casos se puede observar el agua acumulada en superficie y en el interior aparece seco. Es un fenómeno temporal.
- 3) Debido a costras superficiales. Las costras actúan como un impermeabilizante debido a que se han formado por dispersión de los coloides. Es temporal.
- 4) Cuando se tienen suelos que presenta una capa superior arenosa y otra inferior arcillosa. En épocas lluviosas el agua se acumula en superficie debido al cambio

brusco de la velocidad de infiltración producto del cambio en la porosidad (de macroporosidad a microporosidad).

- 5) Por diferenciación textural en el perfil. Cuando entre los horizontes se produce un aumento de arcilla mayor del 20%.

Sobrehumedecimiento de profundidad o permanente.

Se produce en los suelos donde el acuífero o las aguas subterráneas o freáticas se encuentran a menos de 3 m de profundidad, actuando como una barrera en el movimiento descendente del agua. Es la principal causa de drenaje interno deficiente. En Cuba este fenómeno se observa en los suelos proximos a las costas bajas, cercano a los rios y lagunas, embalses, macroembalses y en las lagunas de oxidacion.

Importancia practica del sobrehumedecimiento en los suelos

Está dada por las siguientes razones

1. Crean condiciones de exceso de humedad, que desplaza el aire y el oxígeno afectando la buena estructuracion de los suelos, la actividad biologica, la transformación de la materia organica, entre otros.
2. Se producen procesos de reducción en el suelo.
3. Se desarrollan microorganismos anaeróbicos que se encargan de tomar el poco oxígeno en esas condiciones.
4. Se producen ácidos y gases tóxicos para las plantas.
5. Las plantas sufren o mueren por falta de oxigenación.
6. reduce el desarrollo radical.
7. La capacidad productiva de los suelos disminuye.
8. Frena el desarrollo y evolución de los suelos.
9. Tiende a que se acumulen los residuos orgánicos, disminuye la descomposición y la formación del ácido húmico. Aumenta la cantidad de ácido fúlvico.
10. Se salinizan o alcalinizan los suelos.

Principales métodos de control de las aguas excesivas y las pérdidas. Los métodos de control de las aguas excesivas así como los diferentes tipos de pérdidas son económicamente muy costosos. En pequeñas áreas pueden resultar económicos muchos métodos pero que en una agricultura intensiva puede resultar antieconómico. Ejemplo: los cubrimientos se pueden emplear en áreas pequeñas de terreno, pero para varias hectáreas son muy costosos.

El mejor método de control de aguas excesivas y pérdidas, es realizar un acondicionamiento del suelo de forma que alcance sus mayores condiciones físicas, para retener la máxima capacidad de agua y permitir drenar los excesos, también efectuar un correcto control hidráulico de las aguas, lo que significa que a un campo de cultivo no llegue agua de campos aledaños, de esta forma el suelo es capaz de drenar los excesos en corto tiempo, después de fuertes lluvias.

Como segunda medida en el trópico es mantener el suelo siempre cubierto, efectuando adecuados sistemas de rotación de cultivos, una tercera vía de control de la humedad es efectuar las labores necesarias en el momento en que los suelos estén en capacidad de campo, y una cuarta medida es mantener un adecuado contenido de materia orgánica y una adecuada arborización de los campos.

Métodos de estudio del agua en el suelo.

Metodo gravimetrico: Es el método más simple y más rápido de medir la cantidad de agua en una muestra de suelo. La muestra húmeda se pesa, se coloca en la estufa a 105° C por 5h y se vuelven a pesar. El agua evaporada es igual a peso húmedo – peso seco.

$$\text{El \% de humedad} = \frac{\text{agua evaporada}}{\text{peso seco}} \times 100 \text{ bss}$$

Metodo de dispersion de neutrones: Método indirecto expresado en % de volumen. Principio: una fuente radioactiva (radio - berilio) introducida en el suelo emite neutrones rápidamente que son frenados y reflejados en el suelo por los núcleos de hidrógenos del agua, reflejándose en el aparato, donde son registrados por un contador de

neutrones lentos. El % de humedad (en volumen) es proporcional al porcentaje de núcleos de hidrogeno del agua en el suelo.

Metodo del lisimetro: Proviene de lysis = pérdidas y metro = medida, por tanto mide las pérdidas de agua en el suelo. Son usados para medir la percolación y el lavado (la remoción de los elementos solubles que van en el agua de precolación).

Tipos de lisímetros: En bloques o monolítico, tipo de tanque y tipo ruso o embudo.

Prensa Richard u olla de presión: es para la evaluación de las relaciones de energía del agua en el suelo.

En la cámara de presión se colocan las muestras de suelos saturados y previamente preparada sin destruir su estructura en una membrana a través de la cual pasa la solución del suelo pero no permite el paso de la matriz del suelo ni del aire. Tiene fuente de presión y se regula y controla.

Evaporación: Se utiliza el evaporimetro clase A para medir la evaporación. Se plantea que en esta medición, los factores que afectan la evaporación son los mismos factores climáticos de la evapotranspiración como son: temperatura, hora de luz solar, velocidad del viento y humedad relativa. Se puede relacionar por el coeficiente llamado coeficiente bioclimático.

Coeficiente bioclimatico (K) = Evapotranspiración (ET) / Evaporación (Ev).

Conclusiones:

El movimiento del agua en el suelo puede realizarse en los suelos en sentido descendente, ascendente y lateral. Para que se produzcan tiene que ser cubriendo déficit de humedad es decir existir un gradiente de potenciales hídricos. Cada tipo de movimiento se corresponde con una propiedad hidrofísica y a su vez con una forma de ganancia o perdida.

Se establece que los suelos ondulados montañosos tienen buen drenaje superficial (pero producen grandes pérdidas por erosión) y si son llanos, su drenaje superficial es deficiente. Por drenaje interno se entiende el libre movimiento de agua por el interior

del suelo. Por la importancia económica que reviste se hace necesario controlar tanto las ganancias como las distintas formas de pérdidas en el suelo.

Todos los suelos no son iguales porque dependiendo de las condiciones que prevalezcan en un momento determinado y de su interacción recíproca se formaron suelos con propiedades típicas o características de esas condiciones.

La esencia de la formación del suelo se caracteriza porque ocurren fenómenos que son contrarios por su esencia. Ejemplos: Descomposición de los minerales que componen las rocas, síntesis de minerales secundarios, arcillosos, acumulación de residuos orgánicos, descomposición de los residuos orgánicos.

Los Factores de Formación de los Suelos.

Estos factores se pueden agrupar de la siguiente forma: clima, material de origen, organismos, relieve, edad y tiempo, actividad productiva del hombre.

Material de origen.

La composición mecánica, química y mineralógica de los suelos en las primeras etapas de desarrollo de los mismos, casi se determina por la composición de los materiales de origen y solamente en etapas de evolución y desarrollo posteriores, cuando se forman perfiles de suelos maduros, con horizontes bien diferenciados, sobre todo en las regiones tropicales, los suelos adquieren propiedades muy diferentes al material formador.

El material de origen del suelo influye por su composición químico-mineralógica, por su consistencia y grado de permeabilidad y por su origen. Por su composición químico-mineralógica, todas las rocas formadoras del suelo se pueden dividir en ácidas, intermedias, básicas y ultra básicas, según el contenido de SiO_2 (sobre todo de cuarzo) y de minerales ferromagnesiales. No es lo mismo la formación del suelo a partir de rocas granitoides ricas en cuarzo y feldespatos, que sobre serpentinita, rica en olivino (mineral ferromagnésico). En condiciones tropicales húmedas, en el tiempo, a partir de cualquier roca se pueden formar cortezas de intemperismo que no guardan relación con las rocas madres, pero en el caso de rocas granitoides, los suelos que se forman son de textura ligera y ricos en caolinita, mientras que en el caso de la roca ultrabásica los suelos son muy ricos en hierro, con poca caolinita.

En el caso contrario, cuando los estadios de evolución del suelo dan lugar a suelos jóvenes, la composición química mineralógica de las rocas madres son aún más marcada. Así por ejemplo en el caso de las rocas granitoides se tienen suelos generalmente de textura franco arenosa, ricos en cuarzo y feldespato, mientras que sobre rocas ultrabásicas ricas en olivino, los suelos tienen un horizonte ya de acumulación de hierro que le puede impartir un tono rojizo a pardo rojizo al suelo y el complejo de intercambio está dominado por el magnesio, con una relación calcio/magnesio desfavorable, generalmente menor de 2. Igualmente en suelos jóvenes formados de rocas carbonatadas friables, se puede tener el caso de suelos carbonatados y medianamente lavados.

Por esto para la clasificación de suelos es necesario establecer criterios en niveles taxonómicos medios - inferiores donde se refleje la influencia de la roca madre en las propiedades del suelo que tienen relación con sus características de uso y manejo.,

Por su consistencia, las rocas formadoras del suelo se dividen en mullidas y compactas, que influye también en la velocidad de las transformaciones que ocurren durante el proceso o los procesos de formación del suelo.

Se pueden encontrar diferencias también, en las rocas madres por el grado de permeabilidad y además absorción de agua, lo que influye igualmente en los procesos de formación y en los regímenes del suelo.

Por su origen pueden ser ígneas, sedimentarias y metamórficas y además se incluyen los sedimentos (aluviales, coluviales y deluviales) como materiales originarios de los suelos.

Las rocas ígneas, primarias, masivo cristalinas forman suelos jóvenes ricos en minerales primarios y cuando se someten al intemperismo forman cortezas de intemperismo que constituyen a su vez las rocas formadoras contemporáneas del suelo. De la misma forma las rocas metamórficas a pesar que pueden ser duras y compactas como los esquistos o las serpentinitas, sin embargo por el metamorfismo se hacen menos resistentes al intemperismo que las rocas ígneas; en el caso particular de los esquistos, el metamorfismo da lugar a la formación de láminas que son penetradas

fácilmente por el agua y el calor de esa forma, son susceptibles a la destrucción relativamente rápida de los minerales primarios.

Las rocas sedimentarias, detríticas, están compuestas por materiales que estuvieron sometidas al intemperismo. Incluso se puede dar el caso de areniscas de color amarillo ricas en hierro, que cuando se meteorizan le confieren al suelo una cantidad de hierro libre que ya viene en la composición del sedimento por los materiales detríticos que las componen. En el caso particular de las rocas calizas margosas, por su constitución se lavan fácilmente y hay casos de relieves relativamente jóvenes, donde se presentan fuertes disecciones por el lavado de las calizas margosas, muy diferente a los relieves de las rocas calizas duras donde tienden a ser más llano.

Debemos tener muy en cuenta el carácter de los sedimentos, sobre todo en relieves de llanuras cuaternarias. Los sedimentos pueden ser variados por su naturaleza, ya sea por la actividad volcánica (cenizas volcánicas), sedimentos arcillosos ricos en esmectitas (generalmente aluviales o aluviales - deluviales)

Los factores biológicos en la formación de los suelos.

En la naturaleza ocurre el denominado ciclo biológico de las sustancias que suele denominarse también rotación biológica de las sustancias. Este ciclo transcurre como resultado de la actividad vital de las plantas superiores y de los microorganismos, con el suelo. Figura 8.1.

LOS FACTORES BIOLÓGICOS EN LA FORMACIÓN DE LOS SUELOS

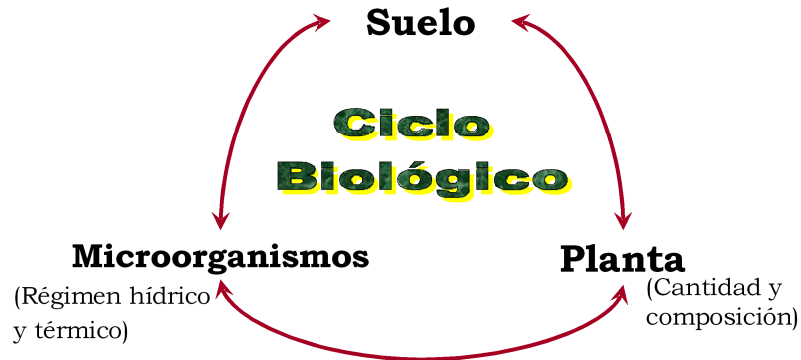


Figura 8.1 Acción del Ciclo Biológico en la formación de los suelos.

Este ciclo biológico de las sustancias se produce en forma constante e ininterrumpidamente por intermedio de las plantas y los microorganismos. Las primeras se apoyan en la nutrición mineral, que conjuntamente con la toma del CO_2 de la atmósfera y del agua utilizan la energía solar y crean la parte orgánica de los vegetales, como son: proteínas, carbohidratos, grasas, vitaminas y otros. Los segundos, descomponen la materia orgánica de los residuos vegetales y desperdicios de los animales, regresando al suelo los elementos minerales, creando así una constante de las sustancias.

De esta forma revisaremos rápidamente el papel de los microorganismos en la formación del suelo.

El número total de organismos en el suelo, su composición y actividad, están sujetos a diferentes variaciones geográficas. Existe siempre una regularidad conectada estrechamente con las condiciones geográfico – ecológicas, que determinan la existencia de los organismos. De mucha importancia resulta la cantidad y composición de sustancias orgánicas en los suelos, ya que constituyen la base de la nutrición de los

organismos; así como los regímenes hídricos y térmicos del suelo, que ejercen una influencia muy fuerte en su actividad vital.

Existen diferencias en la composición de la flora del suelo en relación con diferentes tipos de vegetación (de bosque, de pantano y de estepas). De acuerdo con este punto de vista, en suelos forestales el papel principal de los microorganismos está representado por los hongos, actinomiceto y bacterias.

Resultados de investigaciones establecen una relación compleja e íntima entre la población microbiana del suelo y de su actividad vital por una parte y entre las propiedades del suelo y las condiciones de formación por otra. Quedó establecido que hay diferencias cuantitativas en las relaciones entre varios grupos de microorganismos en varios suelos y durante diferentes estaciones así como marcadas diferencias en el grado de actividad de cada grupo particular.

El mayor papel en la formación del suelo desde el punto de vista biológico pertenece a la vegetación, y en particular a las plantas superiores; éstos y algunos microorganismos autotróficos (bacterias fotosintetizadoras y algas) son las fuentes principales de materia orgánica del suelo. No obstante, los demás microorganismos heterotróficos viven a cuenta de la materia orgánica, transformándola en el proceso de su actividad vital.

Si no existiera esta acción microbiana, entonces todos los nutrientes estarían concentrados en la materia orgánica sin descomponer, cambiando las formas de vida actualmente. Sin embargo, esto no ocurre, los elementos que se liberan durante la mineralización de la materia orgánica se convierten en asimilables para las plantas, a través del suelo, completándose así el ciclo biológico de las sustancias.

Todo lo anteriormente expresado, demuestra que la composición cuantitativa y cualitativa de los microorganismos juegan un papel muy importante en la transformación y migración de sustancias en el suelo y también que estos microorganismos varían en número, composición y actividad, de acuerdo con las propiedades del suelo y sus condiciones de formación. Así, este factor biológico contribuye grandemente a la diferenciación de los suelos, condicionado por el medio geográfico.

La vegetación como fuente principal de sustancias orgánicas en los suelos.

Las plantas que crecen en el suelo constituyen la fuente principal de materia orgánica que se incorpora al suelo y se convierte en humus. La influencia de la vegetación en la formación de los suelos, establece diferentes formaciones vegetativas. Como criterios principales para la división de las formaciones vegetativas, se ha tomado la composición de las agrupaciones vegetativas y en particular la entrada de materia orgánica en el suelo y el carácter de su composición, bajo la acción de diferentes microorganismos durante una correlación diferente de los procesos aerobios y anaerobios. Figura 8.2.

Cada formación vegetativa se caracteriza por sus particularidades en la composición de la materia orgánica, en la naturaleza de su ingreso al suelo, en los procesos de descomposición de la materia orgánica y en la interacción de los productos de su descomposición con la masa mineral del suelo.

En dependencia de las particularidades de las plantas y las condiciones forestal-físico-geográficas, la rotación biológica de la materia orgánica transcurre de diferentes maneras, que se revela en las diferencias cuantitativas y cualitativas de la materia orgánica sintetizada e incorporada en la rotación de materias minerales.

Formaciones Vegetativas



**Formaciones transicionales
leñoso – herbácea:** bosque
xerofítico (arbustivo), sabanas.

Formaciones herbáceas:
praderas de valle sin
agua y praderas
pantanosas, praderas
herbáceas, estepas.



Figura 8.2. Diferentes formaciones herbáceas.

La composición cualitativa de las cenizas de las plantas varía fuertemente, estando relacionado tanto con las particularidades zonales de la vida de las mismas, como con la capacidad de absorción selectiva de las plantas. Como resultado de la rotación biológica de las materias en el suelo se acumula carbono, nitrógeno, fósforo, azufre y algunos otros elementos químicos.

De esta forma, las partes muertas de las plantas no solo enriquecen el suelo con materias orgánicas y minerales, sino que también aumentan su recurso energético. Esto capacita un cambio de materias y energía más activo tanto en el mismo suelo entre sus fases sólida, líquida y gaseosa, como entre el suelo, la vegetación y la atmósfera. Si cualquiera de los factores formadores faltará no se puede representar la formación de los suelos, y en este sentido todos los factores son equivalentes. El valor motriz del factor biológico se determina ante todo en gran parte del fenómeno de los suelos, así también la formación y desarrollo de la propiedad del suelo más esencial como es la fertilidad, se realiza durante su participación activa. En los momentos actuales, la Biología del Suelo constituye un tema principal de investigación, incluso para la Biodiversidad. Figura 8.3.

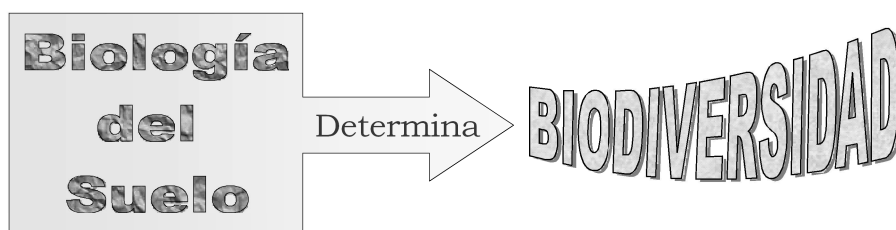
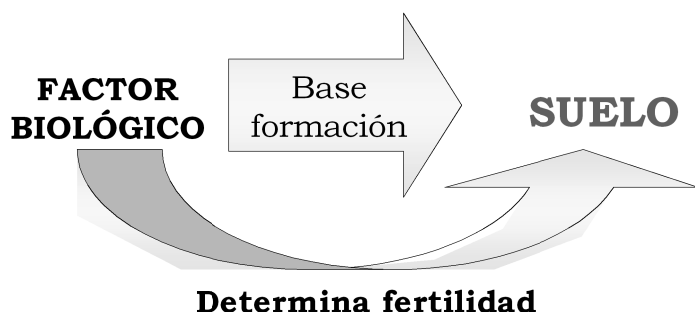


Figura 8.3. Efectos de de la biología del suelo.

Conjuntamente con la intensa actividad antropogénica a que han sido sometidos los suelos, muchos de ellos, en diferentes partes del mundo se han degradado, perdiendo gran parte de su contenido en materia orgánica y de su actividad biológica. Esto quedó bien evidenciado en los trabajos sobre la evaluación de la degradación de los suelos en el mundo, hasta el punto que hoy día se habla de vida del suelo, respiración del suelo y se establecen índices que sirve para evaluar lo que se conoce como calidad del suelo.

El clima y la formación del suelo

El rol del clima es muy complejo en relación con variados formas de acción que ejerce sobre la formación y distribución de los suelos.

El clima se determina por la radiación solar y los procesos dinámicos en la atmósfera, que trasladan la humedad y el calor. La radiación solar es la principal fuente de energía para la actividad biológica y los procesos que ocurren en el suelo; ella se absorbe por la superficie de la tierra y más tarde se irradia y se reparte de nuevo en el proceso de la dinámica de la atmósfera. La humedad de las precipitaciones, que caen en el suelo es absorbida por las plantas y se reintegra a la atmósfera a través de la transpiración. De

esta manera, se establece un cambio hidrotérmico constante entre el suelo y la atmósfera, que se mantiene en equilibrio cuando la vegetación original se conserva.

En este proceso se forma el régimen hidrotérmico del suelo, que influye fuertemente en la formación y propiedades del suelo. En muchas regiones del planeta los cambios intensivos de la vegetación natural han conllevado a cambios del régimen hidrotérmico del suelo, volviéndose en muchos casos más seco; fenómeno éste, que es parte del proceso de desertificación que agota muchas regiones actualmente en el mundo.

Se han hecho muchas clasificaciones del clima a nivel mundial, pero teniendo en cuenta sus dos componentes principales (temperatura y humedad), brindamos la división de los principales grupos de climas térmicos, tomando en cuenta la suma de temperaturas medias diariamente, mayor de 10°C durante el período vegetativo. Tabla No 8.1.

Tabla No 8.1. Grupos de clima según la suma de temperaturas > 10°C para el período vegetativo. Tomado de Guerasimov, I.P. y Glazovskaya M.A. (1965).

Las condiciones de temperaturas altas de una zona y la duración del período vegetativo determinan la duración de la temperatura intensiva de la formación del suelo. Durante el invierno la marcha de la formación del suelo transcurre extremadamente lenta; con el

aumento de las temperaturas crece la ionización del agua y aumenta la velocidad de las reacciones químicas y biológicas.

La unión de las condiciones de temperatura y humedad determina el ritmo de creación y descomposición de la materia orgánica, así como además la velocidad y carácter de los procesos de intemperismo y formación del suelo. De estos dos agentes climáticos (temperatura y humedad) depende el comportamiento de los coloides del suelo (coagulación y peptización) y la formación de las suspensiones.

Por la condición de humedad según las precipitaciones, para los edafólogos, se diferencian 6 grupos de climas principales, lo que se denomina coeficiente de humectación (relación entre las precipitaciones anuales y la evapotranspiración). Tabla No 8 2.

Tabla No 8.2. Grupos de climas según el coeficiente de humectación. Tomado de Guerasimov, I. P. y Glazovskaya M. A. (1965).

Durante las temperaturas relativamente constantes el contenido de arcilla en los suelos aumenta con la humedad. Simultáneamente, durante una humedad constante el contenido de arcilla crece con la temperatura. Por esto en las regiones tropicales los

suelos son más evolucionados y por lo general más arcillosos que los de las regiones templadas.

De la misma forma, los cambios de las precipitaciones y las temperaturas crean diferentes condiciones del tipo de formación de minerales arcillosos en los suelos. Así tenemos que en regiones templadas predominan los minerales arcillosos del tipo montmorillonita, generalmente del grupo de las esmectitas, a medida que el clima se hace más cálido, como por ejemplo en el subtrópico, comienza a manifestarse la presencia de minerales arcillosos del tipo 1:1, del grupo de las caolinitas junto con las esmectitas, como por ejemplo en el subtrópico húmedo y ya en las condiciones tropicales se define la formación del grupo de las caolinitas acompañado de la acumulación de sesquióxidos de hierro y aluminio y en las condiciones extremas de humedad del clima tropical (trópico húmedo), se pueden formar en el tiempo cortezas de intemperismo antiguas, con acumulación de hierro (ferríticas) o de aluminio (alíticas).

Tan importante como el clima atmosférico es el clima del suelo, el cual guarda estrecha relación con el atmosférico, y que se manifiesta por el régimen hídrico, térmico y gaseoso del suelo. Estos regímenes son los que regulan el grado de intemperismo del suelo y las disponibilidades de aire, agua y calor de las plantas.

En Cuba el promedio de lluvias es de 1300 a 1400 mm al año existiendo 2 períodos bien marcados: período seco, de noviembre a abril y el lluvioso de mayo a octubre.

El factor clima determina:

- Ritmo de creación y descomposición de la materia orgánica.
- Velocidad y carácter de la meteorización y la edafogénesis.
- Tipo y cantidad de coloides minerales.
- Textura del suelo
- Comportamiento coloidal.

Ejemplos de suelos determinados por el clima:

Zonas tropicales: Ferríticos y Ferralíticos

Zonas subtropicales y mediterráneas: Fersialítico

Zonas secas (áridas): Salinos y de desiertos.

Zonas templadas de bosques ácidos: Podsoles

Zonas templadas carbonatadas: Pardos y Húmicos.

Los regímenes hídricos y térmicos de los suelos

Por régimen hídrico se entiende el conjunto de todos los cambios en el humedecimiento del suelo y reservas de humedad condicionada por el comportamiento del agua en el suelo; esto es su entrada, movimiento y salida. El intercambio de la radiación solar y calor representan los factores que condicionan el régimen térmico en los suelos.

Los regímenes hidrotérmicos del suelo, tienen una gran importancia a nivel mundial; tanto para la aplicación práctica en el estudio del balance hídrico del riego, como para los aspectos fundamentales del proceso de formación y de clasificación del suelo. Sobre esto último resulta útil destacar los tipos de regímenes que se emplean en la versión actual de clasificación de suelos Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) y en la de los suelos de la antigua Unión Soviética, preparada por Fridland, (1982).

Además se proponen familias por la influencia antropogénica que cambia el régimen hídrico del suelo.

Régimen antropogénico por aplicación del riego

Régimen antropogénico por desecación regulada (drenaje)

Régimen antropogénico por inundación durante mucho tiempo.

Factor relieve en la Formación del suelo.

El valor del relieve en la formación de los suelos y en el desarrollo de la capa cobertora es grande y variado. El relieve influye en la distribución de las materias y energías por la superficie del suelo. Según los diferentes elementos del relieve, será la cantidad de agua que penetra en el suelo e influye en su formación. Todo esto influye considerablemente en la actividad vital del reino animal y vegetal y en el ritmo y dirección del proceso formador del suelo. Para un correcto entendimiento del papel del relieve en la formación del suelo, es necesario diferenciar cuatro grupos de relieve, que son: macrorrelieve, mesorrelieve, nanorrelieve y microrrelieve.

Por macrorrelieve se entiende la forma del relieve más grande, como: llanuras, mesetas, cordilleras montañosas. El origen del macrorrelieve está relacionado principalmente con los fenómenos tectónicos en la corteza terrestre. El macrorrelieve ejerce influencia en el movimiento de las masas del aire en la formación del clima. En las montañas surge una zonalidad vertical del clima, la vegetación y los suelos a causa del descenso de la temperatura del aire con la altura.

Por mesorrelieve se entiende las formas del relieve como son los valles, y alturas medias. La formación del mesorrelieve está relacionada en lo fundamental con los procesos geológicos exógenos (procesos de denudación, formación de depósitos continentales), en los cuales ejerce una fuerte influencia la oscilación espirogénica de la corteza terrestre. El mesorrelieve sobresale ante todo, como factor que distribuye la humedad de las precipitaciones atmosféricas en la superficie terrestre y que determina la dirección de infiltración y desagüe en el interior del suelo, que en las parcelas sin declive están dirigidas verticalmente y en las pendientes por lo general paralelamente a la superficie. Generalmente las partes bajas de un mesorrelieve reciben mayor humedad y materiales transportados de las partes altas, lo que influye en la formación de los suelos. Así tenemos que en alturas se pierde agua por la escorrentía superficial y en el pie de monte de dichas alturas se recibe esa cantidad de agua, con arrastres desde la parte más alta. Por esto es importante conocer los tipos de suelos de los relieves “primarios” y la transformación de sus materiales redepositados en los relieves

“supeditados” en las partes más bajas. El mesorrelieve influye además en la distribución del calor.

Por nanorrelieve se conoce las formas del relieve comprendida entre 1 y 10 m de altura, por lo general asociado a terrazas bajas y formaciones de dolinas. Debido a este tipo de relieve, la formación del suelo tiende a ser más seca en las partes altas y húmeda en las partes bajas. Por ejemplo en las llanuras cársicas con formaciones de dolinas, en las partes altas y estables, la formación del suelo es automórfica, mientras que en las dolinas es hidromórfica, muy húmeda.

La formación de las formas del microrrelieve (diferencias en el relieve menores de 1 m) en cierto grado está relacionada también con los fenómenos de formación del suelo, condicionando considerablemente el nuevo reparto de humedad, su acumulación en los hundimientos y la humectación profunda frecuentemente de las aguas subterráneas.

Por los elementos del microrrelieve se produce la diferencia en el humedecimiento de los suelos, lo que a su vez provoca el cambio de los regímenes de fertilidad y también de salinidad. Se puede decir que el microrrelieve da lugar a combinaciones de suelos que se conocen como complejos, ya que en una distancia cercana (de uno a algunos metros), surgen diferentes tipos de suelos, que frecuentemente se alterna uno con otro.

Hileras de humectación: Está determinada por la posición que ocupan los suelos en la superficie, por su drenaje interno y por la yacencia del acuífero

Por las hileras de humectación los suelos pueden ser: Automórficos, Semihidromórficos e Hidromórficos. Los suelos Automórficos se forman en las superficies planas y en las pendientes; allí donde domina un drenaje libre natural y donde las aguas subterráneas se encuentran profundas. La teoría del proceso formador del suelo en las condiciones automórficas se basa en la idea de la descomposición continua de los minerales y el lavado de los productos de su formación a causa de la migración descendentes de las soluciones del suelo. Figura 4.3. Los suelos Hidromórficos por el contrario, se forman en las condiciones de un prolongado estancamiento de las aguas subterráneas a una profundidad menor de los 3 m. Durante el proceso de formación de suelos por hidromorfia ocurre la migración ascendente de las sustancias disueltas

desde la capa freática hasta la superficie, conllevando a la formación de minerales secundarios como resultado de estas transformaciones. El tipo de mineral secundario que se forme estará en dependencia de las características químico mineralógico del material del suelo y de las soluciones que ascienden desde la capa freática y del clima. De esta forma pueden acumularse en el suelo no solo cloruros, sulfatos y carbonatos, sino también ocurre la acumulación de iones de manganeso, hierro silicio, aluminio, microelementos y pueden crearse procesos complejos para la formación de minerales secundarios arcillosos.

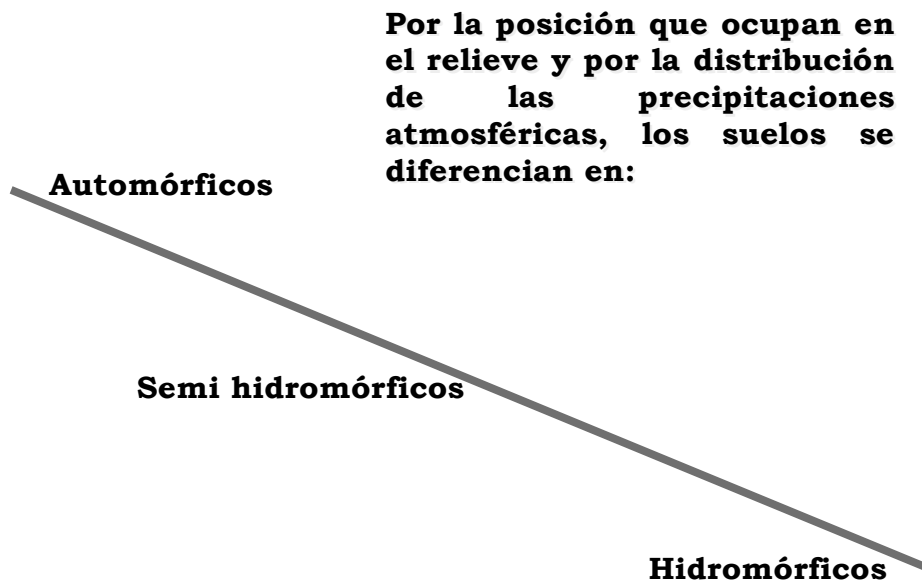


Figura 8.4. Hileras de humectación de los suelos.

El proceso de formación del suelo por hidromorfia se acompaña con la acumulación de las formas dispersas de las uniones de minerales secundarios, así también las concreciones y perdigones de los horizontes específicos donde ocurre la acumulación de los minerales secundarios. Los suelos Semihidromórficos se forman durante un estancamiento de agua por corto plazo sobre la superficie o durante el yacimiento de las aguas subterráneas a una determinada profundidad, durante la cual el agua que asciende por capilaridad puede alcanzar las raíces de las plantas. La semihidromorfia ocurre preferentemente allí donde a causa de la elevación por tectonismo de la tierra firme, da lugar a que las aguas subterráneas paulatinamente se retiran; en estas

condiciones el proceso de formación del suelo antiguamente bajo condiciones hidromórficas va cambiando a semihidromórfico en profundidad, conllevando a que en la parte superior del perfil el proceso pase a automórfico, con movimientos eluviales de las soluciones a través de la masa del suelo. Es decir, se cambia a automórfico en la parte superior y media del perfil. No obstante las capas de suelos que estuvieron expuestas al proceso hidromórfico, durante mucho tiempo, conservan estos rasgos, quedando como muestra de un relicto del proceso inicial de que ocurrió. También se puede presentar la semihidromorfia donde anteriormente las condiciones fueron automórficas.

El tiempo y el espacio como factor de formación del suelo

La roca madre se transforma solo durante una prolongada ocurrencia del proceso formador del suelo. Por consiguiente, el tiempo en cuyo transcurso ocurre este proceso y se forma uno u otro suelo, constituye un factor no menos importante; por esto la edad del suelo es un factor esencial en su formación. La edad de cualquier suelo se calcula desde el momento en que comienza el proceso formador del mismo. La edad de formación del suelo se diferencia en edad absoluta y relativa. La edad absoluta se calcula por el tiempo absoluto el cual pasó desde el comienzo de la formación de uno u otro suelo en concreto hasta el presente. Hay que tener en cuenta también que los suelos de una determinada edad absoluta pueden diferenciarse marcadamente por su desarrollo y evolución, en dependencia de la velocidad de formación del suelo lo que está relacionado con el espacio donde ocurra el proceso y de la forma en que actuado los restantes factores de formación. Figura 8.5.

Edad absoluta

Es el tiempo que ha transcurrido desde la formación de un suelo hasta el presente

Viene determinada por la evolución y desarrollo que posee un suelo

Edad relativa

Figura 8.5 El tiempo como factor formador de suelo.

El grado de evolución de un suelo puede ser relativamente diferente a otro de igual edad absoluta, ya sea por influencia del clima, de la roca madre o algún otro factor. El suelo como todo cuerpo natural, con el transcurso del tiempo sufre cambios constantes en relación con la dinámica de los factores y los procesos que intervienen durante su formación. En diferentes lugares conjuntamente con la formación del suelo ocurre la erosión y el empobrecimiento del suelo, interrumpiendo su normal evolución y también su desarrollo. En algunos casos el suelo evoluciona con rapidez, en otros con lentitud en dependencia de las condiciones existentes, en relación con la estabilidad y la forma en que actúen los factores formadores.

Papel del tiempo y el espacio en la formación de los suelos.

La mayoría de los suelos de Cuba comenzaron a formarse en el plioceno (último período del Terciario, era CENOZOICA, era actual).

Algunos suelos que se le encuentran en bloques comenzaron a formarse al final del MIOCENO. (Penúltimo período Terciario) Estudiando los suelos Ferralíticos rojos de las llanuras de la Habana establece que los mismos comenzaron a formarse hace 290 000 a 1 100 000 años. Se llega a esta conclusión basándose en el coeficiente de descomposición de la caliza de CORBEL que es: 32 mm en 1000 años. Los suelos de Cuba son viejos pero no se encuentran en su estado clímax debido a que en el

Archipiélago Cubano predominó hasta hace muy poco tiempo, condiciones climáticas favorables para la acumulación de base y no para el lavado como sucede actualmente.

Se admite que 2,5 cm de suelo se forman de 300 a 1000 años. Una capa superficial de suelos de 15 a 20 cm demora de 2000 a 8000 años o mucho más, dependiendo de otros factores. Si en el suelo hay un predominio de minerales muy estables que son los productos finales de los procesos intensos de meteorización y edafización como son los óxidos e hidróxidos de Fe y Al se dice que ese suelo es muy transformado, es viejo, por ello mas antiguo que los suelos donde predominan las arcillas 2:1.

Por su edad relativa los suelos pueden ser: jóvenes y viejos.

La influencia antrópica en la formación de los suelos.

Los grupos humanos son consumidores del ecosistema y están situados en la cúspide de la cadena alimenticia, además de ser consumidores en cualquier nivel de la cadena. El nivel de alimentación de que disponen las poblaciones humanas se corresponderá con la producción potencial de biomasa del ecosistema. Pueden existir opciones de alimentación que consideren un nivel de calidad de la alimentación, en lo cual habría que considerar que se entiende por calidad de la alimentación para cada grupo humano, lo que dependerá de sus costumbres, de sus creencias religiosas, de sus gustos, etc. En dependencia de la alternativa de alimentación seleccionada así será el objeto de la producción del ecosistema y por tanto la exigencia que se haga de cada suelo. Una población que opte por basar su alimentación en la proteína cárnica, deberá dedicar gran parte de sus potencialidades a la producción de pastos y piensos; una población que opte por la alimentación vegetariana deberá dedicar sus esfuerzos y potencialidades a la producción de verduras, granos, viandas. Cada tipo de producción requiere de una determinada tecnología y en ella el suelo se vera afectado de forma positiva o degradante de acuerdo a la explotación y las medidas que se apliquen para su conservación.

Lo anterior nos indica que para que una población se autoabastezca debe existir un balance positivo entre lo que produce el ecosistema y lo que consume esta población, lo cual dependerá del nivel de vida que exijan estos grupos humanos. Cuando las

exigencias de la población son superiores al potencial productivo del ecosistema, entonces será necesario tomar algunas decisiones: para lograr el autoabastecimiento será necesario elevar el potencial productivo del ecosistema mediante la entrada de insumos del exterior, donde se incluye la entrada de especies más productivas, las cuales habrá que proveer de la infraestructura necesaria para su adaptación al lugar y el logro del potencial productivo de la especie en cuestión; o la importación de los abastecimientos desde el exterior; o ambas inclusive; lo que influirá sobre el balance entre la producción, el consumo y los insumos requeridos por el ecosistema. En todo esto, el tipo de suelo existente con sus características y propiedades se verá afectado pudiendo ser su degradación más o menos intensa de acuerdo a las medidas de protección que se apliquen.

Otra relación que se establece entre la población y el medio es el que se establece con los desechos que generan estos grupos. En los inicios de las poblaciones humanas, el hombre tenía una pobre influencia sobre el medio ambiente, su consumo estaba muy por debajo de la producción de los ecosistemas, por otra parte todo lo que consumía el hombre era de origen orgánico, por lo que los desechos eran fácilmente reciclados y reincorporados al sistema, además de incidir el pequeño volumen que se consumía por estos grupos humanos. Hoy en día el consumo alcanza volúmenes extraordinarios, que están por encima de las potencialidades de producción del agrosistema, y por otra parte, se consume una gran cantidad de alimentos y otros insumos que no son de origen orgánico, de reciclaje muy lento no reciclables en ciclo de más de una generación, por lo que se alcanza un nivel alto de contaminación.

La deforestación y erosión del suelo con el posterior proceso de desertización, que se produce al talar árboles para la obtención de la pasta de papel, es un ejemplo de la necesidad de reciclaje de esta materia; por extensión se podría citar el vidrio, metales o plásticos.

1. Explotación indiscriminada de los recursos naturales para satisfacer las necesidades más perentorias (alimentación y vivienda) y para obtener mayor cantidad de riquezas.
2. Desastres tecnológicos provocados por el hombre que tienen su causa más original en la fuerte demanda de energía para satisfacer sus necesidades.

El suelo forma parte de los paisajes geográficos que caracteriza el planeta Tierra. La tierra es un esferoide lo que ha sido comprobado por las fotos tomadas por los cosmonautas. La forma esférica de la tierra y su posición con respecto al sol determina la zonalidad geográfica, ya que ambas determinan la proyección de los rayos solares sobre la superficie terrestre, en un ángulo que va a aumentando gradualmente de los polos al Ecuador. Las tierras se encuentran divididas en Paralelos que determinan la Latitud y en Meridianos que determinan la Longitud Paralelos: Son las líneas trazadas sobre la esfera terrestre paralelas al Ecuador. Son círculos menores que el Ecuador debido a la esfericidad de la Tierra. Figura 8.6.

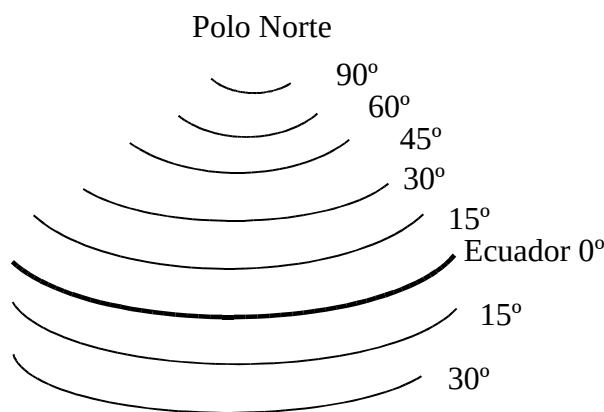


Figura 8.6. Distribución de los paralelos en la esfera terrestre. Tomado de García, E. (1973).

División de los suelos por zonas geográficas.

Los suelos están distribuidos en el globo terraqueo, respondiendo a diferentes leyes y no de forma arbitraria, cada una de las mismas, han sido definidas por los geógrafos y aplicada por los pedólogos para poder explicar el porqué de cada suelo, a nivel local, regional y mundial, a continuación analizaremos cada una de dichas leyes:

1. Suelos zonales: Son suelos que se desarrollan dentro de los límites de amplias zonas geográficas que presentan suelos desarrollados con sus horizontes y características, siendo estos suelos producto de los factores activos de la posición el clima, organismos vivos y la vegetación natural. En esta formación de suelo ha influido cada zona climática.
2. Suelos intrazonales: Son los suelos cuyo proceso formativo han influido como factor predominante uno o más factores locales o de regiones determinadas como el relieve o topografía, material originario o matriz, sobresaliendo estos factores locales sobre la influencia normal del clima y la vegetación, aquellos suelos en los que la roca madre tiene un efecto pronunciado aunque temporal sobre los procesos de formación son intrazonales, ante todo materiales originarios, rico en CaCO_3 . Generalmente los suelos formados sobre calizas son intrazonales
3. Suelos azonales: No tienen bien desarrollados sus perfiles, son jóvenes. Ej. Suelos aluviales, esqueléticos. Ver los Anexos 1, 2, 3 y 4.
4. Leyes de distribución geográfica de los suelos: El conocimiento de las leyes que rigen la distribución geográfica de los suelos le permite al edafólogo determinar:
 - o Características genético productora de los suelos.
 - o Los límites de los suelos. (por su extensión).
 - o Representarlos cartográficamente (hacer los mapas de suelos).

Principales leyes:

1. Ley zonal horizontal de distribución de los suelos. (Dukuchaiev).

- ❖ Ley zonal horizontal latitudinal.

- ❖ Ley zonal horizontal meridional o de fases.

2. Ley zonal vertical de distribución de suelos.

3. Ley de distribución de suelos Intrazonal. (Sibirtzer).

4. Ley de distribución azonal.

5. Ley de distribución de las provincias. (Prosolov).

6. Ley de distribución de las microzonas de suelos. (Zajarov).

Descripción de cada ley:

Ley de distribución zonal horizontal de los suelos.

Los suelos se extienden en forma de bandas más o menos anchas de límites irregulares que se suceden unas a las otras en el sentido de los paralelos (latitud) de acuerdo con la dirección que tenga el cambio del grado de calentamiento de la superficie por parte del sol. Varía de acuerdo con:

a) Cantidad de calor que llega durante el año.

b) Por la distribución del calor por estaciones.

Índices energéticos que determinan los procesos naturales en los suelos zonales.

- ❖ Balance de radiación solar.

- ❖ Balance térmico

- ❖ Temperatura de aire y capas superficiales de los océanos

- ❖ Suma de temperaturas biológicamente activas

- ❖ Duración del periodo vegetativo

- ❖ Circulación de la atmósfera

- ❖ Cantidad de precipitaciones atmosféricas

- ❖ Distribución de las lluvias por estaciones.

Ejemplo de Suelos Zonales

Tundra → Podsoles → Fersialíticos → Ferralíticos Tipos de zonas tropicales y subtropicales húmedas: Fersialítico → Ferralítico → Ferrítico → Alíticos.

Dentro de la ley de distribución zonal horizontal se destaca otra Ley: Ley de distribución de suelos meridional o de fase ya que los límites no siguen rigurosamente las paralelas, sino que se desvían al N o al S, van de oeste a este pues el flujo de calor sufre cambios debido a:

- ❖ Diferencias en la temperatura del agua del océano
- ❖ Diferencia en la temperatura de las tierras emergidas y a la absorción de diferentes contenidos de calor.
- ❖ Presencia de corrientes marinas.
- ❖ Presencia de corrientes de aire en la atmósfera.
- ❖ Regímenes de contacto continente – océano.

Ley de la zonalidad vertical de distribución de suelos. Esta condicionado por los cambios de clima debido a los cambios de altura (altitud). Los suelos presentan variaciones hidrotermicas, de vegetación de acuerdo con la altura. Las particularidades del cambio vertical esta determinada por la combinación de las regularidades de la zonalidad horizontal y vertical. Esto quiere decir, que las particularidades de los suelos en la zonalidad vertical dependen de la posición zonal de la región, es decir de sus latitudes geográficas.

Los continentes no tienen estructura homogénea y la distribución se hace compleja debido a la orografía, es decir, los sistemas montañosos, donde las temperaturas decrecen con las alturas (10 C por 160 m), también decrecen las presiones y aumentan las precipitaciones atmosféricas.

En la representación esquemática de la distribución Vertical de los suelos en la Zona del Pico Turquino, Cuba, se observa:

1. 100 a 600 m: Suelos Rojos Amarillentos Montañosos.

2. 600 a 1000 m: Suelos Pardos y Amarillentos Montañosos.

3. 1600 a 1996 m: Suelo Pardo Amarillento Montañoso.

4. 1200 a 1600 m: Suelos Amarillentos Montañosos.

5. 600 a 1200 m : Suelo Rojo Amarillento Montañoso.

6. Hasta 600 m: Suelo Pardo Tropical.

Ley de Distribución de suelos: Intrazonal.

Existen suelos que en su proceso de desarrollo reciben la influencia muy marcada del:

- a) Material de origen.
- b) Relieve.
- c) La profundidad de los acuíferos.
- d) El grado de mineralización de los acuíferos.

Se encuentran dentro zonas específicas. Ejemplo de suelos intrazonales. Halomorficos: Salinos y Alcalino- Hidromorficos: Gley y Pantanos - Calizas: Húmicos Calcimorficos.

Ley de Distribución Azonal.

Los procesos edafogenéticos no están bien delimitado, son acumulaciones de diversos materiales como pueden ser: aluviales, eólicos y coluviales. A esta ley azonal pertenece la:

Ley de las Provincias de suelos: Son los suelos que aparecen en determinadas zonas que no responden a las leyes horizontales ni verticales, ni intrazonales, están determinadas por la acción de la fuerza de gravedad o corrientes de agua superficiales. Estos son los azonales. Ej. Arenas, aluviales y los litosoles.

Ley de la Distribución de Microzonas: Son los cambios que se producen a escala muy pequeñas por la acción del micro relieve que provocan cambios constantes. A estos cambios Zoon le llamo Miniaturización del Relieve. Que es muy importante ante todo para los trabajos agrícolas.

Ej. De variación: Ferralíticos Rojos: Típico; Compactado; Hidratado y Concrecionarlo.

Regionalizacion geografica de los suelos de Cuba

La división de los suelos en regiones se refiere a la distribución de los complejos formados por grupos de suelos, que responden a las leyes de distribución geográficas. El objetivo fundamental de la regionalización es su utilización con fines agrícolas.

La unidad fundamental de la división se basa en los principios bioclimaticos y biogeomorfologicos.

Los primeros estudios de regionalización geografita que se realizaron en Cuba fueron realizados por Bennett y Allison (1928). Las principales regiones naturales de Cuba aparecen representadas en la Figura 8.10.

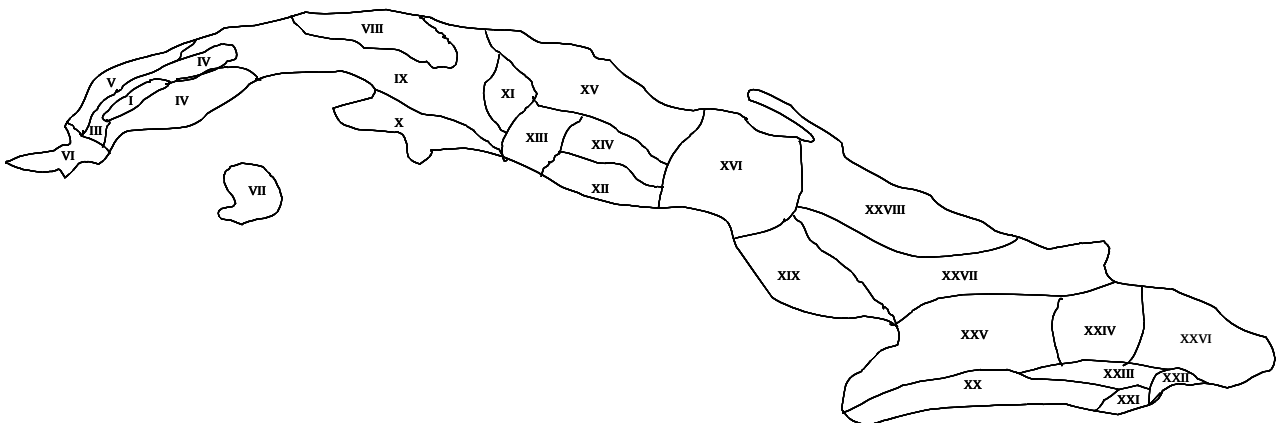


Figura 8.10. Principales regiones naturales de la isla de Cuba. Tomado de Benett y Allison (1928).

I. Cordillera de los Sub región central de las Villas.

Órganos.	Sub región Norte de las Villas.
Sierra del rosario.	Llanura de la Trocha.
III. Alturas de Pizarra.	Peniplano Camaguey - Tunas -Holguín.
IV. Llanura costera Sur.	Sub región norte de Camaguey.
Llanura costera norte.	Llanura costera de Camaguey.
Península de Guanacabibes.	Sierra Maestra.
Isla de Pinos.	Cuenca de Santiago de Cuba.
Peniplano Habana-Matanzas.	Cuenca de Guantánamo.
Llanura roja Habana-Matanzas.	Valle Central.
Sub región de Tapaste.	Sub región de Nipe.
Sabanas de Manacas.	Llanura Cauto Alto Cedro.
Trinidad-Santi Espíritus.	Sub región de Baracoa.
Sub región de Cienfuegos.	

Tipos de suelos por regiones naturales de Cuba.

Los estudios posteriores, tanto de carácter morfológicos como genéticos no continuaran atendiendo o dándole, carácter geográfico al estudio de los suelos hasta que el Instituto de Suelos de Cuba desarrollo el estudiode las 5 provincias más orientales del pais, donde se establecieron en dicho trabajo 3 niveles fundamentales:

- a) Fajas bioclimáticas de suelos.
- b) Distritos de suelos.
- c) Regiones.

Definición de las fajas bioclimaticas de suelos.

Se fundamenta su definición en:

- Cantidades de precipitaciones.
- Temperatura.
- Características de la vegetación.

Fajas bioclimáticas establecidas:

Faja III. Clima tropical húmedo.

Precipitación: 1600 - 3000 mm (más de 6 meses de precipitación) .

Temperaturas: 23-23,5 C°.

Vegetación: Bosque tropical húmedo.

Faja II. Clima tropical de humedad alternante.

Precipitación: 1200-1600 mm de 5 a 6 meses de precipitación.

Temperaturas: 23,5- 24,5 C° .

Vegetación: Bosque tropical con bosque que mudan las hojas anualmente.

Faja I. Clima tropical seco.

Precipitaciones: 500 -1200 mm (no más de 5 meses de precipitación).

Temperatura: 24,5-25,5 C°

Vegetación: Matorrales y sabanas bajas.

Distritos de suelos.

Se definen dentro de cada faja por las características y tipos de llanuras.

Ejemplo: Faja tropical seca de Las Tunas.

Llanura Marina: Abrasivo- acumulativo no diseccionado, acumulativo diseccionado.

Marina Fluvial: Acumulativo, erosivo acumulativo, baja, débilmente biseccionada, escalonada.

Región: Dada por la profundidad de los suelos y los tipos de materiales formadores.

Conclusiones.

La geografía de los suelos es la ciencia que se encarga del estudio de los suelo en su condición geográfica. Tiene una importancia fundamental para los trabajos de estudios genéticos, cartografía de suelos y para las labores agrícolas, también es un arma peligrosa para las labores de mejoramiento y de recuperación de suelos.

Los suelos se distribuyen de acuerdo a distintas leyes que determinan la zonalidad, intrazonalidad y azonalidad.

La regionalización se utiliza fundamentalmente para objetivos agrícolas.

Capítulo No 9. Procesos generales de formación de Suelo

Dr. Alberto Hernández Jiménez

Introducción

Cuando se va a considerar la esencia genética de un suelo, no solo debemos considerar la interacción de los factores de formación, sino además analizar detenidamente los cambios que debido a estas interacciones ocurren, ya que el suelo durante su formación está sujeto a una serie de transformaciones químicas, fisico-química, biológicas y físicas, que dan lugar a procesos de síntesis, descomposición y traslocación de sustancias, conllevando finalmente a la diferenciación del suelo en capas y horizontes, conformando así el perfil del suelo.

Por lo anterior, el estudio del perfil del suelo manifiesta características que nos indican de unas u otras propiedades que forman parte de los distintos horizontes, de su estado físico-químico-mineralógico; así como de una serie de transformaciones y migraciones de sustancias que pudieron ocurrir durante la formación del suelo. Es decir los procesos de formación de los suelos están caracterizados por la ocurrencia simultánea de diversos fenómenos de tendencias opuestas.

Significado de los procesos de formación para la génesis, clasificación y cartografía de suelos

Uno de los logros de la pedología soviética actual es el paso de la fórmula binomial dokuchaviana, suelo (propiedades) $\leftrightarrow$ factores de formación, a la trinomial neodokuchaviana, suelo (propiedades) $\leftarrow \rightarrow$ procesos de formación $\leftarrow \rightarrow$ factores de formación. Es decir, que la interrelación de los factores de formación da lugar a procesos de formación, los cuales se manifiestan en los diferentes tipos de suelos a través de sus propiedades y características, tanto morfológicas como físicas, químicas, biológicas y mineralógicas.

Este postulado constituye la esencia genética en la edafología, con vigencia actual, ya que como bien plantea Targulían (1990), el suelo es el espejo de la naturaleza y en él se manifiestan todos los cambios que tienen lugar durante su formación.

Con relación a la clasificación de suelos, se ha visto en los últimos años la conveniencia de tener una clasificación de suelos basada en la génesis, pero siempre que se establezcan horizontes y características de diagnóstico en relación con los procesos que intervinieron en la formación del suelo. Para este fin se utiliza el método tradicional del estudio del perfil del suelo, complementado con análisis físicos, químicos y mineralógicos. En el perfil del suelo se descubren características y propiedades que nos sirven de diagnóstico de las transformaciones que han ocurrido en los suelos durante su formación, de su estado físico-químico. La secuencia de los horizontes y la forma en que está constituido el perfil nos habla de los procesos de migración de las sustancias, lo cual puede complementarse con los análisis de micro morfología y de mineralogía del suelo.

Cuando se estudian los suelos de una cuenca hidrográfica, una region y pais es necesario poder establecer la relación de los suelos en los diferentes ecosistemas, y además sus propiedades en su formación natural. Al tener estos patrones establecidos y la historia de la influencia antropogénica, entonces se puede determinar los procesos de degradación que han podido ocurrir inducida por el hombre, así como su cuantificación, ya que la cartografía de los suelos nos da la distribución areal de los diferentes cuerpos naturales (suelos) que se han estudiado.

Definición general de los principales procesos de formación de los suelos (PFS)

Teniendo en cuenta los diferentes esquemas establecidos para los PFS, pueden agruparse en 5 grupos, de la forma siguiente:

- I. Grupo de PFS en los cuales predomina las transformaciones (pedomorfismo) de la parte mineral del suelo
 - Sialitización - Fersialitización - Ferralitización - Alitización - Ferritización
- II. Grupo de PFS en los cuales predomina las transformaciones (pedomorfismo) y acumulación de la parte orgánica del suelo
 - Humificación - Turbificación

III. Grupo de PFS en los cuales predomina las transformaciones y acumulación de la parte mineral y orgánica del suelo

- Salinización - Vertisolización - Andosolización

IV. Grupo de PFS en los cuales predomina las transformaciones y migración de los materiales minerales y orgánicos del suelo

- Desalinización - Gleyzación - Podzolización - Lavado, Lixiviación y Seupodzolización

V. Grupo de PFS en los cuales tiene lugar la formación de panes endurecidos en el Suelo

- Formación de corazas de hierro - Formación de corazas infértiles en medio árido - Formación de corazas silíceas

A continuación se dará una definición general de cada uno de estos procesos de formación de suelos, los cuales pueden estar presentes en forma individual o combinada en los suelos.

Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones (pedomorfismo) de la parte mineral del suelo

Este grupo de procesos es más adecuado enfocarlos desde el punto de vista de la Evolución del Suelo, relacionado con lo que Duchaufour (1984) refiere como proceso geoquímico de transformaciones en los suelos.

El concepto de Evolución del Suelo surge en Europa Occidental con los trabajos de Sigmond (1938), que separa 4 subgrupos de suelos en su clasificación, que se diferencian como etapas de evolución, desde suelos más jóvenes hasta los más evolucionados: Suelos minerales brutos, suelos Sialíticos, suelos Sialíticos férricos y suelos Alíticos.

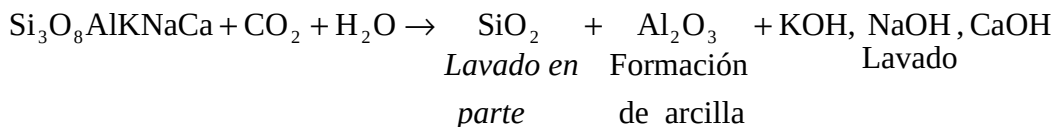
Indiscutiblemente que para tener una representación completa de la línea de evolución de los suelos, es necesario analizar su comportamiento, teniendo en cuenta dos principios:

1. Las transformaciones que ocurren en los suelos no son solamente químico-mineralógicas, ya que siempre interviene la acumulación de la materia orgánica en la parte superior del perfil. Por esto, no se debe caer en una tendencia mecanicista de clasificar solamente por las características químico mineralógicas del suelo, sino además por las del horizonte húmico acumulativo, que puede servir para establecer horizontes de diagnóstico (por ej., húmico, mullido, ócrico, etc)
2. El principio anterior tiene una relación estrecha con la productividad del suelo, independientemente ocurren transformaciones en los suelos muy enérgicas, sobre todo para la parte mineral.

Estos PFS deben considerarse como etapas de evolución, en la secuencia siguiente: Primario, Sialitización, Fersialitización, Ferralitización, Alitización y Ferritización.

PFS Sialitización.

Este proceso no es más que la transformación por hidrólisis y carbonatación de los minerales primarios en minerales secundarios (arcillas). El proceso de intemperismo, muy enérgico en las condiciones tropicales, se inicia con la acción de la hidrólisis de los minerales primarios constituyentes de las rocas madres (anfíboles, piroxenos, feldespatos, micas, etc.). Un ejemplo clásico se muestra con la ortosa (feldespato) con la siguiente reacción:



En primera instancia se forma arcilla del tipo 2:1, por la recombinación del Al_2O_3 con la sílice (SiO_2), en medio alcalino, y la sílice se lava en parte, mientras que los hidróxidos se van lavando con la solución del suelo.

Este PFS de Sialitización es muy común en suelos jóvenes de cualquier latitud, que generalmente se clasifican como Cambisoles, Inceptisoles principalmente pardos sialíticos en la Nueva Versión de clasificación de los suelos de Cuba, Instituto de Suelos, 1999. En este estadio de formación, gran parte de las propiedades del suelo

va a tener relación directa con el tipo de roca madre, ya sea ácida, intermedia o básica, carbonatada, ígnea, sedimentaria o metamórfica. Por lo regular los Cambisoles que se forman de rocas ácidas (granitos, granitoides), son ricos en cuarzo y feldespato y tienen textura franco arenosa; pero por el contrario si las rocas son de composición intermedia, son más arcillosos y saturados. Si son rocas básicas, por lo general tienen un contenido más alto de hierro libre en valor absoluto, y la relación Ca/Mg del complejo de intercambio suele ser menor de 2, lo que no es apropiado para los suelos y finalmente para las rocas ultrabásicas, el contenido en hierro libre es mayor, y la relación Ca/Mg es muy bajo y casi no tienen K intercambiable, que frecuentemente es bloqueado por el Mg. Se forman perfiles del tipo ABC, A(B)C o ABL, como ocurre en Cuba en el tipo pardo Grisáceo.

PFS Fersialitización.

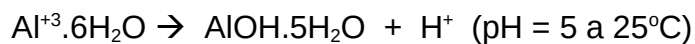
Si el intemperismo es más acentuado, sobre todo teniendo en cuenta el factor tiempo de formación de suelos o el clima mas lluvioso y cálido, entonces las bases se continúan lavando, hay mayor cantidad de lavado de sílice y el pH del suelo alcanza la neutralidad. A medida que avanza el proceso, la reacción del suelo se vuelve ligeramente ácida, comienza la desaturación y ante un contenido más bajo en sílice, el tipo de arcilla que se tiende a formar es del tipo 1:1. aunque con presenciadle tipo2:1 de la etapa sialitica que le antecede. El hierro libre continua acumulándose, pudiendo llegar hasta 3% ó entre 40 y 50 % del hierro del hierro total si el contenido de arcilla es inferior al 15%, el hierro libre puede ser inferior a 3% . En este caso el horizonte B toma coloración pardo rojiza a roja. Esta etapa se conoce como Fersialitización, constituyendo al igual que en la etapa anterior un PFS.

Este PFS de da lugar a los Cambisoles crómicos y Cambisoles ródicos, suelos que se presentan mas frecuentemente en condiciones de clima mediterráneo o tropical de humedad alternante y menos comunes en clima templado.

PFS Ferralitización.

En condiciones de clima tropical humedo, al continuar el proceso de lavado en el tiempo y espacio, la reacción del suelo se vuelve más ácida, y esta acidez actúa a su vez sobre:

- las estructuras de los minerales primarios y alteritas que quedan, contribuyen así a la intensificación del proceso de intemperismo
- la estructura de los aluminosilicatos secundarios del tipo 2:1, conllevando a la formación de minerales arcillosos del tipo 1:1 y liberación de aluminio
- el aluminio liberado en presencia de agua produce acidez, liberando iones H^+ , como se representa en la reacción siguiente



La acumulación del hierro libre en esta etapa es mayor, pudiendo llegar hasta 6 -8% ó más y siempre mayor de 60% con relación al Fe total. El suelo adquiere color rojo, rojo amarillento prácticamente en el perfil completo, exceptuando el horizonte A que es de tono más oscuro por la influencia de la materia orgánica, siendo al mismo tiempo mucho más profundo, llegando incluso a formarse cortezas de intemperismo. Esta etapa de formación del suelo se conoce como Ferralitización, y es una formación típica del clima tropical humedo, formando perfiles del tipo ABC.

PFS Alitización.

En condiciones de clima tropical húmedo, en relieves antiguos, la acción del intemperismo en la formación del suelo es aún más enérgica. En estas condiciones la acción del Al liberado genera más iones H^+ en presencia del agua, lo que hace que la situación de acidez se acentúe, produciéndose así una reacción en cadena en la que los cristales de los aluminosilicatos secundarios (arcillas) sean sometidos al ataque de la reacción ácida y se liberen nuevos iones de aluminio. De esta forma va aumentando paulatinamente el contenido de aluminio intercambiable, llegando a alcanzar hasta el 50% ó más del complejo de intercambio. En estas condiciones paralelamente se desarrolla el PFS denominado lixiviación. En Cuba son mas típico en las regiones montañosas y se caracterizan por tipo de perfil ABtC, con un B alítico y proceso secundario de lixiviación.

PFS Ferritización.

Este es un PFS que se desarrolla también por acción energética e ininterrumpida del intemperismo en clima tropical húmedo, en superficies estables y antiguas en el paisaje. Es un proceso que ocurre solamente a partir de las rocas ultrabásicas (serpentinitas), ricas en olivino, bajo condiciones de intemperización muy intensa, similar a la del proceso de alitización, que da lugar a la destrucción de los minerales primarios y lavado de bases, con fuerte acumulación de óxidos e hidróxidos de hierro, debido al carácter ultrabásico del material de origen, son del tipo de perfil ABC , con nodulos ferruginosos mayores del 5%, su horizonte principal es ferrico.

Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones (pedomorfismo) y acumulación de la parte orgánica del suelo.

Proceso de acumulación de Humus

Este proceso tiene gran importancia en la formación del suelo, ya que con él está relacionada la aparición de las sustancias orgánicas relativamente estables en el espesor del suelo, y en particular los coloides orgánicos del suelo. Los coloides orgánicos tienen gran capacidad absorbente y propiedades plásticas en determinadas condiciones.

Fijando las partículas minerales, formando agregados de suelo, las sustancias orgánicas desempeñan un papel muy importante en la creación de la estructura del suelo y de las propiedades físicas favorables relacionadas con la misma. Además el humus es un fondo de reserva de sustancias alimenticias (nitrógeno, fósforo, potasio, azufre, etc.). Cuando se comienza a formar el humus en el suelo, se adquieren las propiedades que diferencian el suelo como cuerpo natural, sobre todo el de fertilidad y su capacidad productiva, que lo diferencia de las rocas madres y los sedimentos.

La formación de humus y del horizonte húmico es característica para la formación del suelo en general, pero solamente en condiciones dadas, la acumulación de humus constituye el proceso principal en la formación del suelo, que determina el carácter de la transformación de los compuestos minerales en el suelo y sus propiedades físicas. Estas condiciones son las siguientes:

1. El ingreso anual de grandes masas de restos orgánicos ricos en elementos de ceniza, en los horizontes superiores del suelo y sobre su superficie.
2. Contenido alto de bases, particularmente calcio, en la parte mineral del suelo.
3. Condiciones climatológicas en que los períodos de buena humedad del suelo se cambia por el período de seca, lo que lo protege contra la mineralización orgánica rápida de los residuos orgánicos y contribuye a la acumulación de sustancias orgánicas en forma de humus.

La existencia de todas estas condiciones lleva a la acumulación de humus en la forma más estable.

La presencia de buena cantidad de coloides orgánicos da lugar a una capacidad de absorción alta. El complejo de intercambio está saturado por calcio y magnesio que contribuye a su estabilidad. Los coloides se encuentran en estado coagulado y no migran por el perfil. La abundancia de los coloides orgánicos y la coagulación sólida contribuyen a la formación en el suelo de una estructura granular o nuciforme-granular resistente al agua y de un gran dinamismo. En Cuba este proceso junto con de Sialitización forman los suelos de Agrupamiento Humicos Sialíticos de perfil del tipo AC, ACD y raramente A (B)C.

Proceso de acumulación de Turba

Este proceso consiste en la acumulación de los restos orgánicos de plantas poco descompuestos en la superficie del suelo. La condición principal para el desarrollo de este proceso es el estancamiento más o menos prolongado del agua en el espesor del suelo, que crea condiciones anaeróbicas, con insuficiencia de oxígeno, las cuales reducen notablemente la intensidad de los procesos de oxidación y la mineralización de los residuos orgánicos. En Cuba dan origen a los suelos del agrupamiento Histosol y los caracteriza un horizonte principal histico (Instituto de Suelos 1999)

Grupo de PFS en los cuales predominan las transformaciones y acumulación de los materiales minerales y orgánicos del suelo.

Proceso de Salinización (también llamado proceso Solonchak)

Para que ocurra el proceso de desalinización en los suelos es necesario que existan condiciones para la presencia de soluciones saturadas con cationes alcalino y alcalino-térreos, y el mecanismo de la interacción suelo: clima: hombre puede conllevar al proceso de salinización del suelo. No obstante, la formación de los suelos Solonchaks tiene relación no solamente con la acumulación de las sales, sino también con el factor tiempo para que la presencia de las sales solubles ejerza su influencia a través del PFS, dando lugar a la manifestación de las propiedades que caracterizan estos suelos.

Este proceso se manifiesta principalmente por la acumulación y redistribución ascendente de las sales solubles. En numerosas regiones del mundo la fuente principal de las sales solubles proviene de las rocas madres. Durante la formación del suelo, las sales solubles se disuelven por las aguas de lluvia y son lavadas hacia las aguas subterráneas, ríos, lagos y mares. La salinidad de las aguas marítimas y oceánicas está relacionada con la acumulación de las sales solubles que provienen de las tierras de nuestro Planeta.

Por su origen, la acumulación de sal se divide en continental y marítima. La acumulación de sal continental está condicionada por la concentración de sales que se liberan durante el intemperismo en las depresiones de diferente tipo y llanuras sin desagüe.

En condiciones continentales con clima árido y semiárido, donde las precipitaciones son menores que la evapotranspiración, en el caso de un manto subterráneo salino cerca de la superficie, ocurre el proceso de salinización natural de las tierras en la forma siguiente:

- La capa de agua sobresaturada con sales, asciende por elevación capilar, alcanzando la superficie del suelo. El agua se evapora y las sales solubles se precipitan. Este mecanismo se mantiene por el flujo capilar del manto cerca de la superficie, estableciéndose en forma constante
- Como resultado de lo anterior, sobre la superficie del suelo y en la parte superior del perfil, se acumulan las sales fácilmente solubles en el agua. Durante la

cristalización las sales llenan los poros y espacios vacíos del suelo, dispersando las partículas y manteniendo en estado seco una consistencia friable del suelo

- Cuando las sales afloran en la superficie, forman una corteza o costra salina, donde no crece la vegetación, dando lugar a lo que se denominan “calvas salinas”
- En estas condiciones las plantas que subsisten son las llamadas halofíticas. El suelo adquiere propiedades muy peculiares, como son: bajo contenido en materia orgánica, sin estructura, pH alrededor de 7 - 8 y presencia de cristales de sales
- Si las aguas subterráneas no alcanzan la superficie, entonces las sales se acumulan a la profundidad que pueden ascender. Tales casos se diagnostican o por la identificación de las sales en el campo y propiedades de los suelos, o por los análisis químicos de los suelos, que descubren el carácter de distribución de las sales en el perfil hasta las aguas subterráneas.

La acumulación de las sales en la parte superior del suelo alcanza valores igual o mayor de 2%, reconociéndose hasta hace algunos años este límite como el del umbral para clasificar el suelo Solonchak, aunque en las últimas clasificaciones se utiliza los valores de la conductividad eléctrica expresado en ds/m, que para el horizonte sálico o salino se pone como límite el valor de 30 ds/m, en un extracto suelo: agua de 1:1 (Soil Survey Staff, 1994). En Cuba los suelos que se forman por este proceso aparecen en el Agrupamiento Halomorficos.

Proceso de Vertisolización (formación de Vertisol)

Este proceso es bastante complejo, y para su formación se necesitan determinadas condiciones entre las cuales tenemos:

- presencia de un espesor arcilloso (al menos con contenido igual o mayor de 35% en arcilla, según la Soil Taxonomy), relativamente profundo, con predominio de arcillas dilatables, del tipo 2:1

- necesidad de un período de tiempo notable para que tenga lugar la edafogénesis, y que ocurra la “haploidización”. Debido a la pedoturbación arcillosa
- condiciones de clima de humedad alternante y cálido.

Los altos contenidos de arcillas del tipo 2:1, con el cambio de humedad y temperatura, permite que los suelos se contraigan y se agrieten fuertemente, grietas que permiten que las partículas finas de la superficie bajen por las mismas y al hidratarse se produce empuje entre las partículas, formando las típicas caras deslizantes en el interior del perfil, montículos (gilgae) en la superficie, estos movimientos descendentes y ascendentes es lo que ha permitido plantear por muchos autores que los suelos formados por este proceso se autoararan, tienen horizontes B arcillosos, con estructura en forma de bloques y columnas.

Proceso de Andosolización

Los Andosoles están caracterizados por presentar un horizonte de diagnóstico ándico, es decir, un horizonte dominado por minerales paracrystalinos, de rango corto y/o un complejo humus: sesquióxidos inmóviles. Este horizonte se forma como resultado de 2 procesos bioquímicos de intemperismo: hidrólisis y complejación por ácidos orgánicos.

a) Hidrólisis:

La hidrólisis de la ceniza volcánica es favorecida por un medio bien drenado, ligeramente ácido a moderadamente alcalino (pH en agua de 5,5 a 8,5), que es también suficientemente cálido y húmedo. Este proceso rápidamente produce minerales paracrystalinos (alófana, imogolita, hisingerita, ferrihidrita)), los cuales adsorben y estabilizan los ácidos húmicos. Los Andosoles con reacción cerca de lo neutro o moderadamente ácido (pH en agua >5) se desarrollan a partir de materiales piroclásticos recientes (< 10 000 años de edad) y se presentan con más frecuencia en climas tropicales, subtropical y mediterráneo, que en clima frío o templado, donde ellos pueden formarse solamente a partir de cenizas básicas recientes. Estos suelos a menudo muestran horizontes superficiales ricos en materia orgánica y una composición mineralógica bien diferenciada.

b) Complejación por ácidos orgánicos:

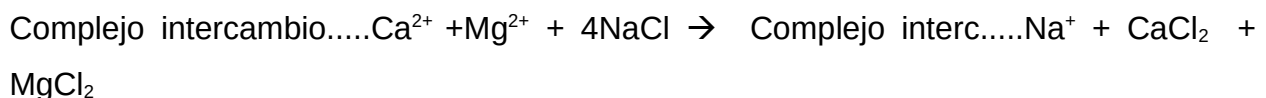
Tiene lugar bajo condiciones ácidas (pH en agua de 3,5 a 5) y ocurre en clima frío y húmedo ($t < 12^{\circ}\text{C}$). Los quelatos (complejos humus: sesquióxidos) producidos están saturados con aluminio y son relativamente inmóviles. Este proceso da lugar a Andosoles fuertemente ácidos, con un pH (en agua) menor de 4,5 en horizontes superficiales humificados, o menor de 5 en horizontes superficiales no húmicos o álicos (por ej. $\text{Al}^{+3} > 2 \text{ cmol (+).kg}^{-1}$ en suelo). Este proceso se favorece por materiales ácidos (por ej. rholitas) o por materiales ricos en aluminio (por ej. vidrio volcánico), aunque puede ocurrir también sobre tobas antiguas y depósito de lava, y aún a partir de materiales no volcánicos (argilitas).

En latitudes bajas, el proceso puede ocurrir a partir de residuos intemperizados ricos en aluminio, y en hierro, bajo condiciones frías y perhúmedas ($t < 12^{\circ}\text{C}$), en montañas y tierras altas (por ej. en los Andes). La materia orgánica está generalmente distribuida llegando hasta capas en profundidad, de forma tal que la presencia de horizontes no húmicos son raros en estos suelos. En Cuba no existen.

Grupo de PFS en los cuales predomina la transformación y migración de los materiales orgánicos y minerales del suelo

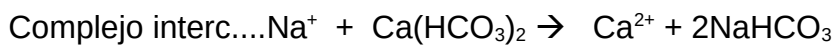
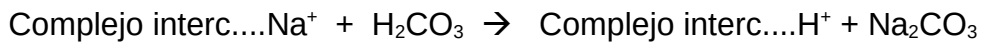
Proceso de Desalinización (también llamado proceso de formación de Solonetz)

En este proceso se pueden formar los suelos Solonetz o suelos Sódicos. Como vimos antes, el proceso de salinización (formación de Solonchak) se relaciona con la acumulación de sales solubles en el suelo, entre ellas sales de sodio. Las sales de sodio no solamente saturan la solución del suelo y provocan la dispersión de la masa del suelo, sino además participa en las reacciones de intercambio en el complejo coloidal, desplazando de éste al calcio y también al magnesio cambiante, según la ecuación:



La presencia de sodio en el complejo de intercambio condiciona una coagulación muy inestable de los coloides. Solamente gracias a la presencia de alta concentración de

sales, los coloides saturados de sodio se mantienen en estado coagulado. Pero cuando comienza la desalinización del suelo, con la eliminación del exceso de sales, ocurre la influencia peptizante del sodio adsorbido sobre los coloides minerales y orgánicos del suelo, que adquieren movilidad. La masa coloidal del suelo entonces saturada por el sodio intercambiable, toma reacción fuertemente alcalina, condicionado por las reacciones de intercambio del sodio adsorbido con el ácido carbónico soluble en el agua o los carbonatos si están presentes, según el esquema:



Como resultado en el suelo aparece un álcali fuerte, los valores de pH en el caso de tener gran cantidad de sodio absorbido, puede alcanzar valor de 10 - 11. Solamente pocas plantas pueden tolerar una alcalinidad tan alta, por eso a medida que se desarrolla este proceso, aparece una vegetación especial en estos suelos.

Las condiciones extremas de reacción alcalina, conlleva a la disolución de algunos compuestos, tanto de la parte orgánica como mineral del suelo. Sobre la parte mineral se destruyen tanto los minerales primarios como secundarios, formándose el silicato de sodio, soluble en agua. Sobre las sustancias orgánicas se forman humatos de sodio soluble en agua.

De esta forma, durante este proceso, ocurre inicialmente la peptización de los coloides y además su destrucción por las condiciones alcalinas extremas que se crean.

Durante el movimiento vertical de la humedad del suelo, los coloides y productos de su descomposición se lavan hacia los horizontes inferiores. Estos productos que se mueven, al encontrarse con las acumulaciones de sales coagulan y se precipitan, dando lugar a un horizonte inferior enriquecido en arcilla y en sodio cambiabile (horizonte nátrico). Como resultado de este fenómeno, a una cierta profundidad (10 - 30 cm.), se forman 2 horizontes bien diferenciados; un horizonte superior eluvial de textura ligera y otro iluvial, rico en arcilla y sodio cambiabile (hor. solonetz o nátrico).

El horizonte eluvial (E ó A₂), es bien pobre en arcilla y tiene estructura poco estable, a veces laminar, de color blanco a gris o amarillo pálido, (a causa de la eliminación de los

óxidos de hierro, ácidos húmicos y coloides minerales), y acumulación relativa de cuarzo y sílice amorfa.

El horizonte iluvial o solonetz (Bt), en seco es duro y muy compacto (horizonte nátrico); en estado húmedo se dilata y se hace pastoso. Tiene estructura prismática-columnar bien definida y frecuentemente es de color pardo a pardo amarillento. Por debajo de este horizonte frecuentemente se encuentra acumulaciones de carbonatos, cloruros y sulfuros.

De esta forma el proceso de formación de los solonetz ocurre en la naturaleza por desalinización de los Solonchaks y se caracteriza por la peptización y destrucción de una parte de los coloides y la redistribución por el perfil de los productos de esta descomposición y con neoformación de arcilla en horizontes inferiores.

Proceso de Gleyzación

Durante el proceso de gleyzación se produce un cambio muy fuerte en la composición y en las propiedades de la parte orgánica y mineral del suelo. En las sustancias orgánicas se acumulan las fracciones más activas y móviles de naturaleza fulvática de bajo peso molecular. La parte mineral durante el proceso es afectada por diferentes transformaciones complejas, se realiza la destrucción de los minerales primarios y aún de los secundarios y al mismo tiempo la síntesis de minerales secundarios de neoformación (arcilla). Es decir que durante la gleyzación hay a la vez formación de arcilla y también tiene lugar la transformación de elementos con valencia variable (Fe, Mn, S, N).

El proceso de destrucción de los minerales silicatados de aluminio y de hierro se produce bajo la influencia de los compuestos orgánicos activos con propiedades ácidas que se acumulan. Además, por la influencia de los aceptores activos de oxígeno, tales gases como metano, sulfuro de hidrógeno, que se forman durante la fermentación fermentaciones de algunos microorganismos anaeróbicos, dan lugar a la reducción de los elementos, con el posible desprendimiento de los oxígenos externos de las redes cristalinas de los silicatos de aluminio y de hierro, que producen la alteración de la red cristalina y su destrucción ulterior, pasando los iones de hierro, aluminio, etc. a la solución del suelo.

De las soluciones coloidales e iónicas que tienen hierro, ácido silícico, hidróxido de aluminio y otros compuestos, al variar las condiciones de oxidación y durante la reacción de deshidratación es posible la neosíntesis de los minerales secundarios. Esta neosíntesis es posible cuando el lavado de hierro es débil y no tiene lugar cuando los flujos descendentes están bien expresados. En la mayoría de los casos el horizonte gleyzado tiene una composición mecánica más arcillosa que los que no lo son.

Igualmente el proceso es diferente cuando ocurre por influencia de una capa freática que puede oscilar por el perfil del suelo o cuando es producto del estancamiento superficial del agua. Este último caso puede ser provocado por un cambio en la densidad aparente del perfil, o del contenido en arcilla entre los horizontes A y B (caso muy frecuente) o también por inundaciones. Por el estancamiento superficial de las aguas se crean condiciones de reducción en la parte superior del perfil, que conlleva a la formación de compuestos orgánicos activos de propiedades ácidas y compuestos móviles, lo que provoca que ocurran fenómenos de destrucción y reducción de la parte mineral del suelo, que a su vez conlleva a que se produzcan procesos de migración por el flujo descendente o lateral del agua. Los perfiles que se desarrollan en este proceso son del tipo Ag G o Ag (B), Agv G.

Proceso de Podzolización

El nombre de Podzol procede de la palabra rusa “podzol”, que a su vez se forma de los términos pod, que significa debajo y zola, que quiere decir ceniza, ya que debido al PFS, en estos suelos se llega a formar un horizonte A₂ ó E (eluvial) muy pobre en bases y en hierro, de color gris, gris claro, hasta blanco que se denomina como horizonte albico.

Inicialmente este proceso (Guerasimov y Glazovskaya, 1960) lo relacionaron con las regiones templadas frías, bajo vegetación de coníferas, que favorecía la formación de gran cantidad de ácidos orgánicos agresivos (ácidos fúlvicos), que actuaban sobre la parte mineral del suelo (minerales primarios y secundarios), destruyéndolos, y a su vez estos productos en parte disueltos y en parte complejados por la materia orgánica migran hacia la parte inferior del perfil, donde ocurren fenómenos de neosíntesis de

arcilla y presencia de hierro y aluminio amorfo. De esta forma el perfil se diferenciaba O-A₁-E-Bt-C.

De una forma u otra en la podzolización se forma un horizonte A₂ intemperizado y muy pobre, de color claro y un horizonte Bt iluvial, más arcilloso, rico en productos amorfos de aluminio y de hierro, y en este proceso es fundamental la migración y translocación del hierro y del aluminio en forma de quelatos por los ácidos fúlvicos desde la parte superior del perfil hacia el horizonte B iluvial.

Proceso de Lavado, Lixiviación y Seudopodzolización

El proceso de lavado ocurre en la formación de los suelos de cualquier latitud, ya sea desde el proceso primario, la sialitización, fersialitización y con mayor intensidad en la ferritización, ferralitización y alitización. A medida que el lavado se intensifica, se acidifica el medio y puede comenzar a manifestarse el proceso de lixiviación. Bajo el proceso de lixiviación se entiende no solo el lavado de las bases por el movimiento de las soluciones del suelo, sino además de otras sustancias, principalmente de las partículas arcillosas con óxidos e hidróxidos de hierro, hacia la parte media del perfil. De esta forma se desarrolla una diferenciación del perfil con un horizonte A de textura más ligera y un horizonte Bt más arcilloso.

A partir de suelos lixiviados o de suelos diferenciados texturalmente, en relieves estables, ya sea en llanuras como en montañas, bajo un clima húmedo, ocurre el humedecimiento de la parte superior del perfil del suelo, de textura más ligera. Este exceso de humedad puede conllevar a la reducción del hierro y su salida lateral con el lavado del suelo, dando lugar a la formación de horizontes A₂ ó E (eluvial o albico). La formación de tales perfiles que inicialmente se confundieron con podzoles, no es más que el resultado de laseudopodzolización, tal como fue definido por (Zonn 1996), no apar4cen incluidos en la nueva version de clasificacion de los suelos de Cuba 1999, aunque se forman suelos por este proceso en Cuba y en otras regiones tropicales.

Grupo de PFS donde tiene lugar la formación de panes endurecidos en el suelo

En este grupo destacamos 3 tipos de procesos: Formación de bloques de lateríticos (horizonte petroplínthico o petroférico), formación de corazas infértiles en medio árido y formación de bloques cementados por sílice

Proceso de Formación de Bloques Lateríticos (horizonte petroplínthico o petroférico)

Existe una literatura muy amplia sobre la formación de las corazas lateríticas. Algunos autores consideran que estas formaciones aparecen a causa de una acumulación relativa de los sesquióxidos de hierro durante el lavado de sílice, bases y algunos componentes de las rocas madres originales, aunque la opinión más generalizada es que se forman debido a migraciones del hierro, ya sea dentro del perfil, ya sea por lavado lateral.

Según la mayoría de los pedólogos consideran que el hierro de la laterita es de origen alóctono, y que llega con las aguas subterráneas o con los flujos laterales de agua dentro del paisaje, desde los relieves superiores a los inferiores, donde se precipita de las soluciones debido a los procesos de oxidación y evaporación del agua, tomando parte en la formación de la laterita como agente cementante.

Proceso de Formación de Corazas Infértiles en medio árido.

Este proceso no ha sido suficientemente estudiado, y se relaciona con la influencia o no de las aguas subterráneas mineralizadas. Entre las formas más típicas de manifestarse este proceso se encuentran las carbonatadas y las de yeso (también conocido como horizonte petrocálcico y petrogypsico, respectivamente). Cada una de ellas se caracteriza por la acumulación en la superficie del suelo o cerca de ella, de grandes cantidades de CaCO_3 , o de CaSO_4 , o de ambos compuestos, que por desecación cementan la masa del suelo formando estas corazas. Por esto para que este proceso ocurra son necesarias dos condiciones fundamentales:

- Suministro o fuente de abundante material mineral (sales de calcio, yeso, etc.)
- Clima árido o semiárido

La fuente del material mineral puede ser el manto freático o rocas madres ricas en calcio, magnesio, etc., que al intemperizarse liberan las sales en forma soluble que se concentran cerca de la superficie, cementando por desecación bajo un clima árido el material que se encuentre en la zona de acumulación.

Estas formaciones son antiguas (final del terciario, principios del Cuaternario) y se relacionan con los depósitos proluvio-aluviales donde la formación de las corazas es el resultado de la cementación del material en la zona de acumulación por las sales de las aguas subterráneas. No obstante, se han caracterizado corazas carbonatadas en regiones donde no hay influencia de manto freático, sino a partir de rocas piroclásticas básicas.

La diferencia entre las formaciones petrocálcicas y petrogypsicas es posible estén relacionadas con el antagonismo de estas sales. Con el aumento del contenido de CaCO_3 se nota una disminución del CaSO_4 y a la inversa.

Frecuentemente estas corazas están recubiertas de un espesor de tierra, encontrándose entre 20-50 cm. y hasta 50-100 cm. de profundidad, pero cuando en estos suelos influye la erosión, pueden entonces las corazas presentarse en superficie.

Inicialmente se relacionaron estas corazas con formaciones de desiertos, por ej. en el desierto del Sahara. Sin embargo, se ha visto también su formación en regiones semiáridas.

Proceso de Formación de Corazas Silíceas

Ocurre bajo la acumulación de sílice que sirve de material cementante. Inicialmente se pensó que eran formaciones propias de los desiertos (por ej. desierto de Kalahari) y que pueden llegar a tener hasta 40% de sílice amorfa. No obstante, estudios recientes muestran que estas formaciones pueden presentarse no solamente en climas áridos, sino semiáridos y aún algo más lluvioso, como por ejemplo cerca de Xalapa, pero siempre con una marcada estación seca, pudiendo resultar además formaciones recientes, a partir de materiales volcánicos.

En general todas las formaciones de estos tipos de corazas son muy típicas en las zonas tropicales húmedas del mundo, incluida Cuba. Muchos investigadores han

considerado estas formaciones de corazas como procesos de degradación de los suelos.

Capítulo No 10. Las Clasificaciones de Suelo

Dr. Alberto Hernández Jiménez

Introducción.

En la medida que avanza el desarrollo de la sociedad humana, parejo con esta crece la importancia de los suelos debido a su incorporación a la esfera de la actividad económica convirtiéndose así en lo que es: un medio fundamental de la producción agropecuaria

El interés por el suelo surge desde el momento de su labranza y su uso agrícola fue lo que determino que se fuera conociendo y diferenciando agroproductivamente.

En la antigüedad se les llamó: mejores, peores, espléndidos, buenos, fértiles, aceptables y otras determinaciones se emplearon.

En la medida que fueron desarrollando las ciencias el suelo fue también objeto de estudio hasta que surge como ciencia en los dos últimos decenios del siglo XIX en la Rusia de los zares, en la Universidad de San Petersburgo. Su fundador, conocido como ¡El Padre de la Ciencias del Suelo! Fue el geógrafo Vasili Vasilevich Dokuchaiev (1846 – 1903) quien elaboró y formulo las posiciones fundamentales de la pedología natural histórica y genética.

Concepto de Clasificación.

Una clasificación es una agrupación, una organización del nivel de conocimiento que se tenga sobre determinada esfera del saber, por tanto depende del desarrollo social del hombre, depende del conocimiento y por ello, las clasificaciones cambian en la medida en que se profundiza en determinadas ciencias.

Toda clasificación tiene su objeto y sus objetivos es realizada para servir algún aspecto del conocimiento. Los suelos se han clasificado desde la antigüedad y su estudio refleja: _

A) nivel de conocimiento alcanzado hasta ese momento.

B) nivel de participación en la gestión productiva.

Las clasificaciones de suelo se han fundamentado en:

- ◆ Propiedades físicas
- ◆ Propiedades químicas mineralógicas
- ◆ Por el material original (geológicas)
- ◆ Por las condiciones geográficas
- ◆ Por su capacidad agroproductivas y otras.

En Europa y en los Estados Unidos (régimen de clima templado) se han reconocido tres escalas de clasificación: soviética, Europa occidental y la de EE.UU.

En las regiones tropicales, ante todo en África se han estudiado los suelos por Francia, Bélgica y Holanda, las clasificaciones realizadas son complejas. Actualmente, en las regiones tropicales no están totalmente dilucidados todos los fenómenos complejos que han ocurrido y ocurren.

Las Clasificaciones de Suelos en Cuba:

Los problemas de las clasificaciones de suelos en nuestro país se han abordado desde diferentes puntos de vistas.

En 1916 Crowley, director de la Estación Experimental Agronómica de Santiago de las Vegas realizó una clasificación con fundamentos analíticos. Se basó en dos aspectos fundamentales:

- 1) Por la composición mecánica: arcillosos, arenosos y francos.
- 2) Por su color: colorados, rojos, negros y coco blanco.

En los años 1925 a 1926 la Asociación de Colonos de Cuba contrató a los científicos norteamericanos Hugh H. Bennett y Robert V. Allison para que hicieran el estudio de los suelos cañeros cubanos.

La conclusión de este trabajo apareció en:

The Soil of Cuba. Bennett and Allison. Tropical Plant Research Foundation. Washington, D.C. 1928.

Posteriormente en 1935 Bennett regresa al país estudia nuevas áreas y edita la obra Algunos Nuevos Suelos de Cuba. En 1962 fueron traducidas ambas publicaciones por la Comisión Cubana de la UNESCO.

A partir del triunfo de la Revolución en 1959 se realizan varios intentos de clasificación entre los que se destacan:

- 1) Clasificación preliminar de los suelos de Cuba. I. S. Stepanov 1964. Asesor del Instituto Cubano de Recursos Hidráulicos.
- 2) Ensayo de la Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. S. V. Zoon 1967. Instituto de Geografía. Academia de Ciencias de Cuba.
- 3) Particularidades de la formación del suelo y principales tipos de suelo de Cuba S. V. Zoon 1968. Instituto de Geografía. ACC.

4) Particularidades de la construcción micromorfológica de algunos tipos de suelos cubanos. 1969. S. V. Zoon. Instituto de Geografía. ACC.

5) Clasificación de los suelos cañeros de Cuba. L. L. Shishov y Shishova. 1968 y 1975. Instituto de Investigaciones de la Caña de Azúcar. Academia de Ciencias de Cuba.

6) Características de los suelos Sialíticos de Cuba. Voikov, 1968.

7) Sobre la formación de los suelos pardos Sialíticos de Cuba. Nakaidze 1969. Instituto de Investigaciones de Recursos Hidráulicos.

8) Clasificación de los Suelos. Zonn, Cabrer y García. 1966 y 1967.

9) Esquema de la Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. I. P. Guerasimov, 1972.

10) La correlación de los suelos de Cuba con la Clasificación Francesa (CPCS, 1967) realizada por P. Segalem en 1973.

Clasificaciones del Instituto de Suelos de la Academia de Ciencias de Cuba:

- I. Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. 1971.

II. Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. 1975.

III. Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. 1979. 1980

Clasificaciones del Instituto de Suelos del Ministerio de la Agricultura.

Nueva versión de Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. Tomado de Instituto de Suelos. MINAGRI. Ciudad de La Habana. 1995.

La Disciplina Ciencias del Suelo desarrolla en estos momentos el estudio de los suelos y los clasifica de acuerdo a esta versión de clasificación que detallaremos a continuación:

Esta nueva versión se fundamenta en:

- a) Los procesos principales de formación de suelo.
- b) En los horizontes (principales y normales) y características de diagnósticos (han sido creadas teniendo en cuenta las características de los suelos cubanos).

Tiene: 14 Agrupamientos, 36 Tipos Genéticos y 172 Sub tipos.

Los horizontes principales son 12, los horizontes normales 14 y las características de diagnósticos 17.

La utilización de los horizontes y características de diagnóstico posibilitan que la clasificación sea más sencilla y precisa; y al mantener la línea genética, no se pierde el valor ecológico de la misma.

Los Horizontes de Diagnóstico.

En la clasificación se emplean horizontes de diagnóstico, los cuales se utilizan para clasificar diferentes niveles taxonómicos: horizontes principales y horizontes normales. Los horizontes principales son el reflejo de la interrelación de las condiciones de formación de los suelos, que dan lugar a procesos de formación, manifestándose en la morfología del perfil. De esta forma, el horizonte principal de diagnóstico, es la expresión o producto final de las transformaciones y translocaciones de las sustancias orgánicas y minerales (procesos de formación) que ocurren bajo diferentes condiciones

(factores de formación); en otras palabras, es el reflejo de la génesis y evolución del suelo.

El horizonte principal se utiliza en casi todos los casos para definir el agrupamiento de suelos y en la mayoría de los ocasiones se define con el horizonte B del perfil del suelo, (aunque puede estar ubicado en el horizonte A).

Agrupamientos (14):

- ◆ Es la Unidad Básica de Clasificación.
- ◆ Tiene el mismo proceso principal de formación.
- ◆ Se define por el horizonte principal de diagnóstico.

Los horizontes principales de diagnóstico son: Alítico, Férrico, Ferralítico, Ferrálico, Fersialítico, Siálico, Humificado, Vértico, Sálico, Nátrico, Hístico y Antrópico. Tabla No 7.1.

Tabla No 7.1. Agrupamientos de Suelos con su horizonte diagnóstico. Tomado de Hernández y col 1999.

Agrupamiento	Proceso de Formación	Horizonte Principal de Diagnóstico
1. Alítico	Alitización	Horizonte B Alítico
2. Ferrítico	Ferritización	Horizonte B Férrico
3. Ferralítico	Ferralitización	Horizonte B Ferralítico
4. Ferrálico	Ferralitización incompleta	Horizonte B Ferrálico
5. Fersialítico	Fersialitización	Horizonte B Fersialítico
6. Pardo Sialítico	Sialitización	Horizonte B Siálico
7. Húmico Sialítico	Humificación	Horizonte A Humificado
8. Vertisol	Vertolización	Horizonte A o B Vértico
9. Hidromórfico	Gleyzación	Propiedades Gleyicas

10. Halomórfico	Salinización- Sodificación	Horizonte Sálico o Nátrico
11. Fluvisol	Proceso Aluvial	Sin horizonte principal definido
12. Histosol	Acumulación de Turba	Horizonte Hístico
13. Poco evolucionado	Sin proceso definido	Sin horizonte principal definido
14. Antrosol	Influencia Antropogénica	Horizonte Antrópico

Los horizontes normales de diagnóstico se definen como horizontes que representan un grupo de propiedades del suelo que pueden ser explicadas cuantitativamente y que se utiliza para diferenciar tipos y subtipos de suelos. En ocasiones los horizontes normales de diagnóstico son reemplazados por características de suelos que se definen cuantitativamente, y en este caso, éstas se denominan características de diagnóstico.

Con estas categorías y conceptos, los suelos se clasifican sobre la base de horizontes y características de diagnósticos, en relación con su génesis y evolución; lo que además de seguir nuestros principios fundamentales de la Escuela Genética, consigue introducir la línea objetiva de Clasificación de Suelos, que ha tomado una aceptación mundial en los últimos 20 años.

Los horizontes normales de diagnóstico son: Álbico, Argílico, Cálcico, Compactado, Hidratado, Hístico fíbico, Hístico sáprico, Hístico méxico, Húmico saturado, Húmico desaturado, Mullido, Nodular Ferruginoso, Ocrico y Petroférrico.

Las Características de Diagnóstico.

En total son 17, entre las cuales tenemos: Contacto lítico, Contacto paralítico, Características de color amarillo, Características de color rojo, Características de color pardo rojizo, Propiedades gléyicas, Gleyzoso, Propiedades vérticas, Propiedades salinas, Propiedades sódicas , Materiales sulfídicos, Materiales sulfáticos, Cambio

textural abrupto, Sedimento arenoso, Características arénicas, Con contenido variable de carbonatos y Sin carbonatos.

- **Definición de los Horizontes Principales de Diagnóstico.**

En total se identifican 12 horizontes principales, que se definen a continuación:

1.- Alítico:

Se presenta en el horizonte B de suelos muy evolucionados, con las siguientes características:

- Contenido de aluminio cambiante que alcanza un grado de saturación >50%.
- pH en cloruro de potasio $\leq 4,0$
- Colores rojo, amarillo y sus combinaciones
- Estructura de agregados finos o subangulares a poliédrica.

2.- Férrico:

Horizonte subsuperficial que se caracteriza por:

- Presencia de nódulos ferruginosos que representan menos del 20% del volumen de la masa del suelo
- Tiene más de 50% de sesquióxidos de Fe
- Capacidad de intercambio catiónico $< 12 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ en arcilla
- La composición de minerales secundarios está representada por hematita, goethita, gibbsita y trazas de minerales arcillosos 1:1
- Relaciones moleculares en arcilla $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 < 2$ y $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3 < 1$
- Grado de saturación de bases mayor de 50%
- Valores cercanos de pH en agua y en cloruro de potasio
- Estructura de agregados finos, poco estables.

Este horizonte debe ser al menos de 10cm de espesor si descansa directamente sobre la roca madre (serpentinita).

3.- Ferralítico:

Horizonte subsuperficial que se caracteriza por:

- Predominio de minerales arcillosos del tipo 1:1 pudiendo llegar hasta 10% del tipo 2:1 del contenido total de la fracción arcillosa
- Capacidad de intercambio catiónico $<20 \text{ cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ en arcilla
- Relación $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ menor de 2.3 en arcilla
- Contenido de minerales alterables menor de 10% de la fracción entre 20-200 micros
- Contenido menor de 60% de sesquióxidos de Fe en la fracción < 2 micros
- Contenido de Fe libre en relación al Fe total mayor de 60%
- Estructura con agregados finos o muy finos, con microagregados redondeados.

4.- Ferrálico:

Horizonte subsuperficial, con las siguientes características:

- Tiene predominio de minerales arcillosos del tipo 1:1, pero con mezcla del tipo 2:1, presentando un contenido de este último entre 10 y 40%.
- La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en arcilla es igual o menor de 2,3 aunque la CIC es de 20-30 $\text{cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ arcilla.
- Hay predominio de hematita y goethita entre los óxidos e hidróxidos de Fe.
- La estructura es un poco más gruesa que en el horizonte ferralítico, ovoideo de tipo granular.
- La relación Fe libre/Fe total es mayor de 60% en todo el perfil.

5.- Fersialítico:

Horizonte subsuperficial, cuyas características son:

Agrupar los horizontes que tienen un proceso de formación Fersialítico caracterizado por la presencia de un horizonte diagnóstico B (Fersialítico) en la estructura del perfil, el cual responde a las características siguientes:

- Presencia de minerales arcillosos de tipo 2:1 y 1:1 con predominio de los primeros (>50%).
- Contenido de Fe libre en la fracción fina > 3%.
- Relación Fe libre/ Fe total de 40-60%.
- Estructura de agregados gruesos estables.

En los suelos de bajo contenido de arcilla (< 15%) el Fe libre puede ser inferior a 3%. A partir de materiales con altos contenidos de Fe (serpentinitas, basaltos, etc.), la relación Fe libre/ Fe total puede ser más estrecha, alrededor de 35-40%.

La capacidad de intercambio es mayor de 20 $\text{cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$.

6. Siálico:

Los suelos que tienen este horizonte se caracterizan por tener un horizonte B con:

- Contenido en arcilla generalmente igual o menor que en el horizonte A, es decir ausencia del horizonte B argílico.
- Intensidad de intemperismo propio del proceso sialitización.
- Capacidad de intercambio catiónico > 30 $\text{cmol}_{(+)} \cdot \text{kg}^{-1}$ en arcilla.
- Color menos rojo que 2,5 YR (pardo, pardo amarillento, a veces pardo rojizo).
- Contenido en Fe libre < 3% y de Fe libre con relación al Fe total < 40%.
- Predominio de minerales del tipo 2:1 en la fracción arcillosa.
- Estructura de agregados gruesos, generalmente estables.

7.- Humificado:

Este horizonte de diagnóstico es superficial y es propio de suelos donde el proceso de humificación determina las propiedades del solum y tiene las siguientes características:

- Presencia de horizonte A humificado, por lo general con ausencia de horizonte B.
- Saturación con calcio.
- Espesor del horizonte humificado mayor de 15 cm.
- Reservas de materia orgánica que oscilan entre 65 - 100 t.ha⁻¹ para la capa de 0 – 15 cm y entre 100 - 300 t.ha⁻¹ cuando alcanza 50 cm.
- Valor de la CIC mayor de 20 cmol₍₊₎.kg⁻¹ en arcilla.

8.- Vértico

Horizonte que se presenta en cualquier parte del perfil y posee las características siguientes:

- Un espesor de al menos 60cm dentro de una capa de 150 cm medida desde la superficie.
- Puede presentarse desde la superficie ocurriendo la manifestación de microrelieve gilgai o estar recubierto por un horizonte mullido
- Textura arcillosa en todo su espesor, con contenido de arcilla mayor del 40%.
- Estructura en bloques prismáticos (grandes o medianos) a masivos, con caras brillantes bien manifiestas recubriendo los agregados.
- En estado húmedo es plástico y en estado seco es duro y se agrieta.
- Alta capacidad de cambio de bases, predominando en ocasiones el magnesio sobre el calcio dentro del complejo de intercambio.
- Predominio de minerales arcillosos del tipo de las esmectitas.

9.-Sálico:

Horizonte característico de los suelos salinos, de un espesor mínimo de 20cm, que puede encontrarse en cualquier parte del perfil. Contiene más de 1% de sales solubles totales

cuando la composición granulométrica del suelo es arcillosa, más de 0.8% cuando la textura es loam-arcillosa y más de 0.6% de sales solubles totales cuando el suelo es arenoso o loam-arenoso.

10.- Nátrico:

Es un horizonte argílico particular, que tiene estructura columnar y contenido en sodio cambiante mayor de 15% en la composición de las bases cambiables. Es duro y compacto en estado seco.

11.- Hístico:

Horizonte orgánico u horizonte de alto contenido de materia orgánica en superficie o muy cerca de ella; de 20 a 60cm de espesor saturado en agua temporalmente a menos que sea drenado artificialmente (>30 días consecutivos saturado de agua en la mayoría de los años).

Si es drenado artificialmente reúne algunas de las características siguientes:

Horizonte Superficial de espesor de 20 a 40cm

% Arcilla	% C. Orgánico
> 60	> 18
0	12 ó más
< 60	12-18

Horizonte Arado (Ap) de espesor de 25 cm.

% Arcilla	% C. Orgánico
> 60	> 16
0	8 ó más
< 60	8-16

12.- Antrópico:

Este horizonte principal es variable. La mayoría de las veces puede ser un horizonte superficial formado por el cultivamiento en regiones donde se han aplicado residuos

orgánicos, desechos de basurero, estiércol o turba, también intenso cultivamiento y frecuente irrigación o aplicación de fertilizantes durante un largo período.

En estos casos se caracteriza por :

- Un espesor de 30 cm ó más.
- 2 % ó más de materia orgánica
- Con muchos fragmentos de piedras, ladrillos, residuos plásticos, o de otros materiales.
- Contenido mayor de 250 ppm de P_2O_5 soluble en ácido cítrico (1%) o tiene cantidades crecientes de P_2O_5 soluble en ácido cítrico debajo del horizonte A, o las cantidades de P_2O_5 solubles en ácido cítrico aumentaron o disminuyeron irregularmente con la profundidad debajo del horizonte antrópico o hay nódulos de fosfatos debajo del mismo.

Otras veces la antropogénesis es el resultado de la elevación de la formación de los mantos freáticos por influencia de presas o micropresas o por el exceso del aniego en el cultivo del arroz, formándose un horizonte que tiene las siguientes características :

- Hay presencia abundante de moteados pardos, pardo rojizo y pardo-amarillentos. Están presentes además nódulos y manchas de color pardo oscuro ferromagnéticas.
- Generalmente tiene más arcilla que los horizontes superiores.
- La saturación por bases es más alta que en el horizonte superior.

Definición de los horizontes normales de diagnóstico

Se separan 14 horizontes normales, que pueden atribuirse al horizonte A como al horizonte B. Estos se definen a continuación.

1.- Albico:

Es un horizonte del cual han migrado las arcillas y los óxidos de Fe o en el cual los óxidos han sido segregados hasta un grado tal, que el color del horizonte es determinado por el color de la arena y el limo.

Presenta las siguientes características:

1. El value, húmedo mayor o igual que 4 y en seco mayor o igual que 5.
2. Si el value seco es mayor o igual que 7 o en húmedo es mayor o igual que 6, entonces el chroma debe ser menor o igual de 3 en seco o en húmedo.
3. Si el value en seco es 5 ó 6, o el value húmedo es 4 ó 5 entonces el chroma está más cerca de 2 que de 3 en seco o en húmedo.
4. Si los materiales parentales tienen un hue de 5 YR o más rojo, el horizonte puede tener un chroma húmedo de 3, en caso de chroma se debe al color de los granos de limo y arena sin recubrimientos. Comúnmente bajo un horizonte álbico hay un horizonte argílico.

2.- Argílico:

Horizonte B iluvial, donde se acumula la arcilla por lixiviación, en cantidades suficientes para diferenciarlo del horizonte A. En este horizonte se presentan sobreescurrecimientos arcillosos (cutanes) que pueden ser observados (sobre todo en suelos loam-arcillosos y arcillosos) a simple vista o con ayuda de la lupa teniendo en cuenta el porcentaje de la arcilla, se puede diagnosticar la presencia de este horizonte, según los siguientes parámetros:

- Si el horizonte A tiene menos de 15% de arcilla, el incremento del horizonte B debe ser igual o mayor de 3%.
- Si el contenido en arcilla en el horizonte A está entre el 15% y 40%, entonces el del horizonte B debe ser 1.2 veces mayor.
- Si el contenido en arcilla en el horizonte A es mayor de 40%; entonces el del horizonte B debe ser igual o mayor a 8%.

Esa diferencia en contenido de arcilla debe producirse a una distancia menor de 30 cm. El espesor del horizonte B argílico debe ser al menos de 15 cm.

No siempre que hay diferencia textural entre los horizontes A y B estamos ante la presencia del horizonte argílico. La diferencia debe ser dada por la lixiviación y no por la sedimentación. Por lo general es necesaria la observación con la lupa y a veces es imprescindible la micromorfología

3.- Cálcico:

Propio de los suelos con carbonatos secundarios. Puede presentarse en el horizonte B o por debajo de éste. Por lo general los materiales subyacentes tienen menos carbonatos que el horizonte cálcico.

Este horizonte se presenta cuando tiene 15 cm de espesor y un contenido de CaCO_3 mayor de 10% y que sea mayor de 5% con relación al horizonte subyacente.

Si el horizonte cálcico descansa sobre calizas, margas, u otros materiales muy ricos en CaCO_3 los porcentajes de carbonatos no suelen ser mayores en el horizonte B.

Los carbonatos secundarios pueden tener formas de pseudomicelios, ojos blancos, capas o amas friables (caliche).

4.- Compactado:

Horizonte subsuperficial de los suelos Ferralíticos con una consistencia de medianamente compacta a compacta (20 a 25 kg.cm^{-2}) o al menos de $1,5$ superior al horizonte superficial, al estado seco consistencia compacta y al estado húmedo plástica, estructura definida con predominio de la poliédrica media a grande, generalmente mayor contenido de arcilla, y en la superficie de los agregados se presenta un brillo característico.

5.- Hidratado:

Horizonte subsuperficial de los suelos Ferralíticos que presenta más de 2% de manchas de tinte amarillento (pardo-amarillento, amarillento-rojizo) de chroma > 4 y value > 6 producto de la hidratación del Fe (transformación de sesquióxidos de Fe amorfo en goethita).

6.- Hístico Fíbrico:

Este horizonte se caracteriza por poseer al menos $2/3$ de fibras vegetales donde la estructura de dichos vegetales es fácilmente identificable a simple vista, no existiendo materia orgánica amorfa en este horizonte. Al exprimirse con la mano este material, el líquido que percola entre los dedos es claro y limpio y el residuo que queda no es pastoso. La densidad debe ser inferior a $0,1 \text{ Mg.m}^{-3}$ ($0,1 \text{ t.m}^{-3}$)

7.- Hístico Sáprico:

Este horizonte tiene menos de 1/3 de fibras, descomposición fuerte a total del material vegetal cuyas estructuras no son apreciables, la porción de materia orgánica amorfa es muy alta.

Se trata de un horizonte negro grasiento al tacto, de estructura continua. Al exprimirse pasa casi todo entre los dedos (no deja apenas residuo) y el líquido que percola es negro. El residuo que queda entre los dedos es muy poco importante, formado esencialmente de desechos lignosos no descompuestos (densidad superior a $0,18 \text{ Mg.m}^{-3}$)

8.- Hístico Méstico:

Este horizonte constituye un estudio evolutivo intermedio entre el hístico fibrico y el hístico sáprico y se caracteriza por poseer entre 1/3 y 2/3 de fibras vegetales; la descomposición del material es de media a fuerte, las estructuras vegetales son difíciles de identificar (pero existen). Al exprimirse el líquido percola y es coloreado (pardusco) y turbio.

La materia orgánica amorfa es de media a elevada (densidad entre $0,17 - 0,18 \text{ Mg.m}^{-3}$).

9.- Húmico saturado:

Horizonte normal que se presenta en la parte superior del perfil de suelo:

- Contenido en materia orgánica mayor 4 % y 16 kg ó más de carbono orgánico por m^2 en el suelo hasta una profundidad de 1 metro debajo de la superficie mineral, con exclusión de cualquier horizonte orgánico que esté presente y tiene grado de saturación igual o mayor de 50%

10.- Húmico desaturado:

Tiene las mismas características que el horizonte húmico saturado, pero se diferencia que el grado de saturación es menor de 50%.

11.- Mullido:

Este horizonte se define principalmente por su morfología y se atribuye a suelos de composición sialítica y fersialítica.

Es un horizonte superficial (hor. A) que se caracteriza por:

- Estructura bien desarrollada, generalmente nuciforme granular. Cuando hay estructura más gruesa es necesario analizar si se fragmenta fácilmente en una estructura secundaria.
- No debe ser masivo y duro, cuando está seco.
- Debe tener color oscuro con value y chroma menor de 3,5 en estado húmedo y menor de 5,5 en seco.
- Saturación por bases igual o mayor al 50%.
- Tener 18cm al menos de espesor; si no hay contacto lítico; en este último caso debe ser igual o mayor a 10cm.
- Un contenido menor de 250 ppm de P_2O_5 soluble en ácido cítrico.

12.- Nodular Ferruginoso:

Horizonte con presencia de nódulos ferruginosos (perdigones o concreciones), que aparece en capas o en todo el horizonte, con dureza variable, en contenido en 10% y 50%, hasta 1m de profundidad, desde la superficie. Pueden ser nódulos ferruginosos pisolíticos o alveolares.

13.- Ocrico:

Posee un value y chroma > 3.5 , o tiene un contenido muy bajo en materia orgánica, o es poco profundo para ser considerado como mullido, puede ser también duro y masivo, sobre todo en estado seco.

14.- Petroférrico:

Horizonte de acumulación de Fe endurecido en forma de bloques continuos o fragmentados (plintitas consolidadas). Constituídas con nódulos de Fe cementadas conjuntamente con gravas y fragmentos de rocas y tejido vegetal u otros elementos gruesos. Con frecuencia situados en posición de pie de monte, ruptura de pendientes, discontinuidad textural donde se producen acumulaciones temporales de las aguas de escorrentías superficiales o interiores cargadas con Fe o manganeso.

Características de diagnóstico

1.- Contacto lítico:

Es el límite entre el suelo y un material subyacente, duro, coherente y continuo a menos de 50 cm de profundidad. Puede presentar rajaduras producidas in situ, éstas son pocas y el espaciamiento promedio horizontal debe ser de 5 a 10 cm. No puede romperse con la pala.

2.- Contacto Paralítico:

Es el límite entre el suelo y el material subyacente, coherente y continuo a menos de 50 cm de profundidad, puede romperse con la pala, y tiene una dureza según la escala de Mohs menor de 3.

3.- Características del color amarillo:

Ocurre cuando el horizonte B es de color amarillo, con los siguientes requerimientos, según la tabla de colores Munsell.

Suelos que tienen un hor.B amarillo hasta amarillo pálido con Hue de 7,5YR o más amarillo, con Value en húmedo de 4 ó más y un Chroma en húmedo de 5 ó más.

4.- Características de color pardo-rojizo:

Es una característica de color con los siguientes rangos:

- Color 5YR con value y chroma igual o mayor de 2.
- Contenido de Fe libre mayor de 3% y de Fe libre/ Fe total en suelo entre 40-60%.

5.- Características de color rojo:

El color en el hor. B tiene Hue más rojo que 5YR, con Value en húmedo igual o menor de 6 y en seco no mayor de una unidad que en húmedo. El Chroma debe ser mayor de 4.

6. Propiedades gléyicas:

Los materiales del suelo adquieren propiedades gléyicas si se saturan completamente por un manto freático ya sea permanente o temporal, provocando propiedades redúcticas y redóxicas en cualquier parte del perfil.

Las propiedades redúcticas se caracterizan por su color que puede ser desde blanco a verdoso, gris azulado y gris (cuando el manto es permanente) y cuando la saturación es temporal; se presentan manchas de color rojizo (amarillo-rojizo, pardo rojizo), que se observan en los períodos de no saturación, en el contacto de las oquedades de las raíces y en las caras de algunos agregados.

Las propiedades redóxicas se caracterizan por un abigarramiento de colores gris-rojizo amarillento y amarillo-rojizo con nódulos oscuros suaves de Fe y manganeso.

Las propiedades gléyicas, como diagnóstico para la clasificación de los suelos, se utiliza en la forma siguiente:

- Cuando se presentan a menos de 50cm de profundidad, desde la superficie, coincide con los suelos Hidromórficos, dando lugar a diferentes tipos de suelos Gley.
- Cuando se presentan entre 50 y 80cm de profundidad, desde la superficie, coincide con subtipos de suelos gléyicos.
- Cuando se presentan entre 80 y 150cm de profundidad, desde la superficie, coincide con subtipos de suelos gléyicos en profundidad.

7. Propiedades de gleyzación suave (gleyzoso).

Se presenta en forma de manchas ocrosas (pardo, pardo amarillento, pardo rojizo), en la cara de los agregados o en los canales de las raíces (en horizontes A ó B); como resultado de un sobrehumedecimiento temporal, no muy intenso en suelos arcillosos de composición sialítica (Pardos, Húmicos Calcimórficos y Vertisoles).

8.- Propiedades vérticas.

Suelos arcillosos que presentan en algún período la mayoría de los años una o más de las siguientes características: grietas, slikensides (caras de deslizamiento), agregados estructurales prismáticos no bien definidos como para que el suelo sea calificado como Vertisol.

9.- Propiedades salinas.

Suelos que presentan desde la superficie hasta 2 m de profundidad un % de sales solubles totales mayor de 0,2 o inferior a los contenidos exigidos para los suelos Salinos según la textura o para los suelos salinos antrópicos.

10.- Materiales sulfídicos.

Son materiales orgánicos o minerales del suelo inundado que contienen al menos 0.75% de azufre, es poco seco, mayormente en forma de sulfuros y que tienen menos de 3 veces tanto carbonato de calcio equivalente con azufre. Los sulfatos del agua se reducen y el pH puede caer por debajo de 2.

11.- Materiales sulfáticos.

Si el suelo es drenado o permanece temporalmente desaturado por razones naturales, los sulfuros se oxidan a ácido sulfúrico. El pH, el cual puede estar cerca de neutro antes del drenaje, cae por debajo de 3,5 (en este punto estos materiales forman un horizonte sulfúrico). Es característico por consiguiente la formación de jarosita, natrojarosita y otros sulfatos y la presencia de manchas de color 2,5Y o más amarilla y chroma igual o mayor de 6.

12.- Cambio textural abrupto.

Un cambio textural abrupto es un cambio desde un horizonte ócrico o álbico a un horizonte argílico. En la zona de contacto hay un aumento muy apreciable en el contenido de arcilla en una distancia vertical muy corta. Si el contenido de arcilla en el horizonte ócrico o el álbico es <20%, el contenido de arcilla debe ser el doble en una distancia vertical menor o igual de 7.5 cm.

Si el contenido de arcilla es > 20%, el aumento de la arcilla debe ser por lo menos 20% de la fracción tierra fina; por ejemplo de 22% a 42% en una distancia vertical de 7,5 cm y el contenido de arcilla en alguna parte del horizonte argílico debe ser, por lo menos, el doble del contenido del horizonte superior.

13.- Sedimento arenoso.

Propio de suelos sin horizonte B y que tiene un espesor arenoso al menos hasta 1m de profundidad, con menos de 35% de volumen de fragmentos de roca; sin contacto lítico, paralítico o petroférico. La textura es más gruesa que loam-arenoso.

14.- Características arénicas.

Se presenta en la parte superior del perfil de suelos que tienen un sedimento arenoso de espesor mayor de 30 cm, pero menos de 1m de profundidad. La textura es más gruesa que loam-arenoso.

15.- Propiedades sódicas.

Se presentan cuando el contenido de sodio cambiabile varía entre 6-14% dentro del complejo de intercambio.

16.- Con contenido variable de carbonatos.

Cuando en el perfil se presenta un contenido mayor de 1% de CaCO_3 , siendo de origen residual.

17.- Sin carbonatos.

Ausencia de carbonatos en el perfil del suelo.

En la Tabla No 7.2 se presenta un cuadro resumen de la Nueva Versión de Clasificación de los suelos de Cuba.

Tabla No 7.2. Nueva Versión de Clasificación de los suelos de Cuba. Tomado de Hernández, et al., 1999.

Agrupamiento	Tipo genético	Subtipo	Género
ALITICO	Baja Actividad	- Típico	- Corteza de intemperismo antigua
	Arcillosa (BAA) Rojo	- Ocrico	
		- Nodular	- Eluvio de rocas básicas
		ferruginoso	- Ferrítico
	Baja Actividad	- Típico	- Corteza de intemperismo antigua
	Arcillosa (BAA) Rojo	- Ocrico	
	Amarillento	- Gléyico	- Eluvio de rocas básicas
	Baja Actividad	- Típico	- Depósitos binarios
	Arcillosa (BAA)	- Nodular	- Cuarcítico
	Amarillento	ferruginoso	- Eluvio de esquistos
		- Petroférrico	
		- Gléyico	
		- Húmico	
		- Arénico	
	Alta Actividad	- Típico	- Corteza de intemperismo antigua
	Arcillosa (AAA) Rojo	- Ocrico	
	Amarillento		- Eluvio de rocas madres
	Alta Actividad	- Típico	- Depósitos binarios

	Arcillosa (AAA)	- Nodular	- Cuarcítico
	Amarillento	ferruginoso	- Eluvio de esquistos
		- Petroférrico	
		- Gléyico	
		- Húmico	
		- Arénico	
FERRITICO	Ferrítico Rojo	- Típico	Corteza de intemperismo antigua.
	Oscuro	- Hidratado	
		- Petroférrico	- Eluvio de rocas ultrabásicas
		- Húmico	
	Ferrítico Amarillo	- Típico	- Corteza de intemperismo antigua.
		- Húmico	
FERRALITICO	Ferralítico Rojo	- Típico	- Eútrico
		- Compactado	- Dístrico
		- Hidratado	
		- Nodular ferruginoso	
		- Húmico	
		- Gléyico	
	Ferralítico Rojo	- Típico	- Eútrico
	Lixiviado	- Nodular	- Dístrico
		- Ferruginoso	- Cuarcítico
		- Petroférrico	

- Húmico
- Arénico
- Gléyico

Ferralítico Amarillento	- Típico	- Eútrico
Lixiviado	- Petroférrico	- Dístrico
	- Gléyico	- Depósitos binarios
	- Gléyico Petro	- Cuarcófico
	férrico	
	- Húmico	
	- Húmico-Petroférrico	
	- Húmico-Gléyico	
	- Arénico	
	- Arénico-Húmico	

Ferrálico Rojo	- Típico	- Eútrico
FERRALICO	- Compactado	- Dístrico
	- Húmico	
	- Hidratado	

Ferrálico Amarillento	- Típico	- Eútrico
	- Lixiviado	- Dístrico
	- Húmico	- Cuarcófico
	- Arénico	
	-Hidratado	
	- Nodular ferruginoso	

Fersialítico	Fersialítico Pardo	- Mullido	- Eútrico
	Rojizo	- Ocrico	- Dístrico
		- Lixiviado	- Ferromagnesianal
			- Lítico
			- Paralítico
			- Con carbonatos
	Fersialítico Rojo	- Mullido	- Eútrico
		- Ocrico	- Dístrico
	- Lixiviado	- Lítico	
			- Paralítico
			- Con carbonatos
	Fersialítico Ama-	- Mullido	- Eútrico
	rillo	- Ocrico	- Dístrico
			- Lítico
			- Paralítico
	Pardo	- Mullido	- Carbonatado
	Sialítico	- Ocrico	- Medianamente lavado
		- Cálcico	- Lavado
PARDO		- Gléyico	- Sin carbonatos
		- Gleyzoso	- Ferromagnesianal
		- Vértico	- Paralítico
		- Gleyzoso	- Lítico
		y Vértico	

	Pardo Grisáceo	- Mullido - Ocrico - Nodular ferruginoso - Gléyico	- Eútrico - Dístrico - Cuarcótrico - Feldespático - Lítico - Paralítico
	Húmico Calcimórfico.	- Típico - Gléyico - Vértico - Gleyzoso - Gleyzoso y Vértico	- Carbonatado - Medianamente Lavado - Lavado - Lítico - Paralítico
	Rendzina	- Negra - Roja	- Carbonatado-lítico - Carbonatado-paralítico
VERTISOL	Vertisol Pélico	- Típico - Mullido - Gléyico - Gleyzoso - Cálcico	- Carbonatado - Medianamente lavado - Lavado - Sin carbonatos - Salinizado
	Vertisol Crómico	- Típico - Mullido - Nodular ferru-	- Carbonatado - Medianamente lavado - Lavado

-Sódico

	ginoso	- Sin carbonatos
	- Gléyico en pro	- Salinizado
	fundidad	- Sódico
	- Cálcico	
HIDROMORFICO Gley Vértico	- Típico	- Carbonatado
	- Crómico	- Medianamente lavado
	- Mullido	- Lavado
	- Crómico Nodu	- Sin carbonatos
	lar ferruginoso	- Salinizado
	- Cálcico	- Sódico
Gley Húmico	- Típico	- Carbonatado
	- Mullido	- Medianamente
	- Nodular ferru	- Lavado
	ginoso	- Sin
	- Turboso	- Salinizado
	- Cálcico	- Sódico
Gley Nodular	- Típico	- Eútrico
Ferruginoso	- Albico	- Dístrico
	- Petroférrico	- Cuarcítico
	- Albico Petroférrico	- Ferrálico
	- Húmico	- Alítico
	- Húmico Petroférrico	- Fersialítico
	- Arenico	- Salinizado

- Arénico Húmico -Sódico
- Arénico Petroférrico

HALOMORFICO	Salino	- Típico	- Carbonatado
		- Mullido	- Medianamente lavado
		- Cálcico	- Lavado
		- Gléyico	- Por el tipo de salinidad
		- Gléyico en profundidad	- Sódico
		- Salino en profundidad	

- | | | |
|-------------------------|-----------------------|---------------|
| Sódico | - Típico | - Carbonatado |
| - Mullido | - Medianamente lavado | |
| - Gléyico | - Lavado | |
| - Sódico en profundidad | - Salinizado | |
| - Arénico | | |
-

FLUVISOL	Fluvisol	- Típico	- Eútrico
		- Diferenciado	- Dístrico
		- Mullido	- Carbonatado
		- Cálcico	- Medianamente

			lavado
		- Gléyico	- Lavado
		- Gléyico en profundidad	- Salinizado -Sódico
		- Vértico	-Cuarcítico
		- Arénico	
HISTOSOL	Histosol Fíbrico	- Típico	- Por el grado de lavado de los
		- Térrico	carbonatos
		- Hídrico	- Por el grado de salinidad
		- Salinizado	- Lítico
		- Límnico	- Paralítico
		- Sulfídico	
		- Sulfático	
	Histosol Mésico	- Típico	-Por el grado de
		- Térrico	lavado de los
		- Hídrico	carbonatos.
		- Salinizado	-Por el grado de
		- Límnico	salinidad
		- Sulfídico	-Lítico
		- Sulfático	-Paralítico
	Histosol Sáprico	- Típico	-Por el grado de
		- Térrico	lavado de los

		- Hídrico	carbonatos.
		- Salinizado	-Por el grado de
		- Límico	salinidad
		- Sulfídico	-Lítico
		- Sulfático	-Paralítico
POCO EVOLUCIO NADO	Arenosol	- Típico	- Cuarítico
		- Húmico	- Carbonatado
		- Petrocálcico	
		- Gléyico	
	Lithosol	- Eutríco	- Por el material
		-Dístrico	de origen
	Protorrencia	- Negra	- Lítico
		- Roja	
240	Salino Antrópico	- Mullido	- Carbonatado
		- Cálcico	- Medianamente lavado
		- Gléyico	- Lavado
		- Gléyico en profundidad	- Por el tipo de sa linidad
		- Vértico	- Sódico
ANTROSOL	Hidromórfico	- Mullido	

- | | |
|-----------|-----------------------------|
| Antrópico | - Cálcico |
| | - Gléyico |
| | - Gléyico en
profundidad |
| | - Vértico |

Recultivado	- Turboso
-------------	-----------

Antrópico	- Residual
-----------	------------

Capítulo No 11. Estudio del nitrógeno, el fósforo y el potasio en el suelo

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc. Carmen Alonso Martín

Importancia.

El nitrógeno, el fósforo y el potasio constituyen los macronutrientes elementales para la nutrición de las plantas para su estudio lo abordaremos de forma independiente.

El nitrógeno es un macro nutriente esencial que constituye del 1 al 3 % del peso seco de la planta, del 16 - 18% de las proteínas o 1/6 de su masa. Es uno de los elementos nutricionales que más se ha estudiado, siendo las razones principales:

La cantidad de nitrógeno que consumen las plantas es relativamente mucho mayor en comparación con las pequeñas cantidades presentes en los suelos. En el suelo, el nitrógeno por su alta solubilidad es muy inestable ya que puede perderse por el drenaje interno de los suelos, por volatilización y por inmovilización.

Su exceso puede ser perjudicial para la planta y la vida. El que se aplica en forma de fertilizante tiene una media internacional de aprovechamiento de un 20 - 40%. Las plantas son capaces de absorber del suelo de 100 - 300 kg x ha de nitrógeno, determinado por el tipo de planta y su edad y también por las formas nitrogenadas presentes en los suelos. No forma parte de las rocas ni de minerales primarios de la corteza terrestre. La atmósfera contiene casi el 78% de N en forma gaseosa, sin embargo este nitrógeno no puede ser utilizado directamente por las plantas superiores, sino que es realizado por un número reducido de microorganismos procarióticos (se le llama fijación biológica del nitrógeno,).

En la agricultura, el nitrógeno es el mayor responsable del desarrollo y rendimiento de los cultivos, es el que más se aplica sobre las superficies agrícolas. En la Figura 11.1 se presenta el ciclo del nitrógeno en la naturaleza, siendo múltiples las formas de ganancia y pérdidas que se producen en la naturaleza.

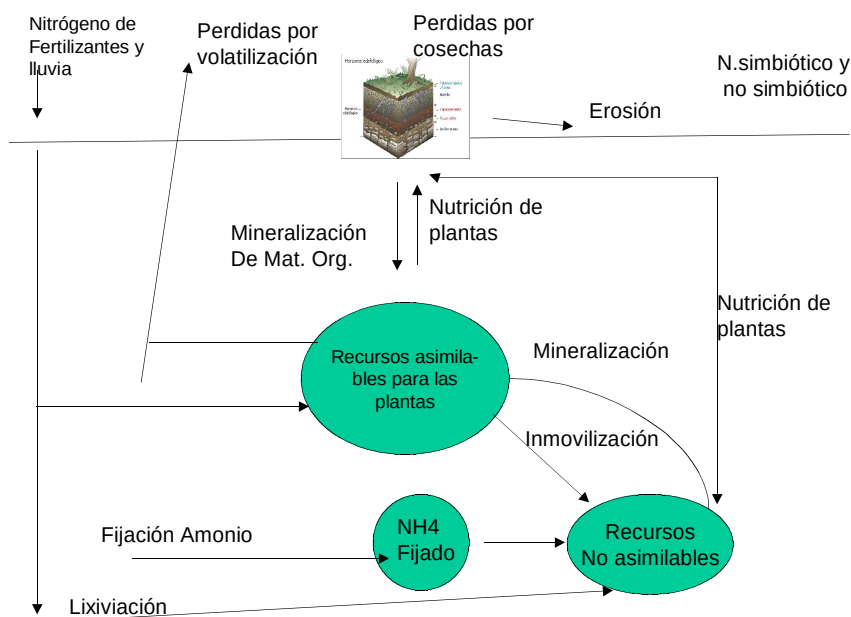


Fig. No 11.1.Ciclo del nitrógeno en la naturaleza. Tomado de Dincho, D. (1972).

Papel del nitrógeno en las plantas.

Entra en la composición de todas las proteínas simples y compuestas de las plantas. Forma parte de los ácidos nucleicos (ribonucleico RNA y desoxiribonucleico DNA) constituidos a su vez por purinas y pirimidinas. Integra la molécula de porfirina que se encuentra en la clorofila y en las enzimas del grupo de los citocromos que son importantes para la fotosíntesis y la respiración.

Se encuentra también en coenzimas que son fundamentales para el funcionamiento de las enzimas. Integran algunas hormonas del crecimiento. Esta presente en fosfátidos, en alcaloides y otros compuestos vegetales como aminos, amidas y otras. Intervienen en algunas vitaminas como son: Tiamina (Vit B₁) Riboflavina (Vit, B₂), Peridoxina, Piridoxal y Piridoxamina (complejo vitamínico B₆). Forma parte del ácido nicotínico (niacina) que se encuentra formando parte del NADP y del NAD coenzimas importante en las reacciones de transferencia de electrones (hidrógeno).

También se encuentra en el ácido pantotérico que a su vez forma a la coenzima A que interviene en el metabolismo de los glúcidos y lípidos.

Influencia del nitrógeno en el desarrollo de las plantas.

Por su papel como elemento estructural y metabólico determina. El crecimiento vegetativo de las plantas, en déficit las plantas son pequeñas y raquíticas pero en exceso, se alarga el período vegetativo y se retarda la madurez. Influye en el número de hojas que presenta la planta, forma parte de la clorofila, influye en la tonalidad verdosa de las plantas. Si esta en exceso las hojas toman un color verde oscuro, en defecto se tornan cloróticas.

Es un regulador que gobierna en considerable grado el uso del fósforo, del potasio y otros elementos, influye en el metabolismo biofísico del agua en la planta.

Si una planta tiene escasez de nitrógeno, las hojas mas viejas se tornan cloróticas ya que ocurre la desintegración de las proteínas y el NH_3 se desplaza hacia las zonas jóvenes donde esta ocurriendo la síntesis, por ello es el periodo de crecimiento vegetativo es cuando las plantas necesitan la mayor cantidad de nitrógeno disponible en el suelo. Durante el periodo de fructificación y formación de semillas en las hojas se produce una degradación de proteínas y los aminoácidos pasan a las semillas, en este periodo prácticamente los cultivos no absorben nitrógeno del suelo.

Determina la succulencia de algunas hortalizas (lechugas, rábanos, col) y en algunos pastos y forrajes. En estos ejemplos es particularmente importantes que no existen concentraciones elevadas de nitratos ya que son ingeridas sin cocción por el hombre y los animales, respectivamente y pueden convertirse en un producto tóxico. En los cultivos su exceso puede debilitar las fibras y se produce el encamado.

La calidad biológica de los frutos y en los cereales el tamaño de los granos y su porcentaje de proteínas esta determinado por el nitrógeno. Esta calidad se interpreta por el “Índice de proteína bruta” que significa la cantidad total de compuestos nitrogenados en las planta. Se calcula por la siguiente fórmula:

$$\text{PB} = \text{cantidad de N total} \times 6,25.$$

Interviene también en el desarrollo del sistema radical de las plantas, en defecto, el desarrollo es menor, teniendo menor superficie de anclaje y de absorción,

Síntomas de deficiencias de nitrógeno en las plantas.

Plantas de color verde claro, las hojas inferiores se tornan amarillas hasta llegar al pardo, esto es debido a la descomposición de las proteínas, incluyendo la de los cloroplastos, traslado del nitrógeno a las hojas más jóvenes y desaparición de la clorofila de las más viejas, plantas con enanismo, por reducción de sus dimensiones. Disminución del área de la superficie foliar.

Síntomas de exceso de nitrógeno en las plantas.

El exceso de nitrógeno se produce cuando se realizan fertilizaciones minerales exageradas o excesivas. En una agricultura sostenible esto no debe ocurrir.

Los excesos pueden provocar: Disminución de las reservas de carbohidratos pues pasan a los tejidos adicionales, esto es sumamente importante, en las plantas productoras de azúcares como son la caña de azúcar y la remolacha azucarera. Al aumentar los tejidos adicionales, estos son ricos en proteínas, hace que las células sean mas grandes y de paredes mas delgada debido a la disminución de la producción de celulosa. Las plantas tendrán mayor retención de agua, es menor la cantidad de materia seca y por tanto serán más succulentas. Esto es importante en las plantas productoras de fibras, ya que estas disminuyen debido a que las células se alargan, las paredes son mas finas y la fibra es de escasa resistencia.

Transformaciones del nitrógeno en la planta.

El nitrógeno y la nutrición de las plantas. Metabolismo.

Las principales fuentes de nitrógeno para la nutrición de las plantas están constituidas por sales que sufren un ciclo complejo de transformaciones, cuya etapa final es entrar en la composición de las moléculas de proteínas.

Las proteínas se sintetizan de los aminoácidos que se forman de la interacción del amoníaco, con el grupo cetónico de los ácidos orgánicos correspondientes. (Aminación).

La aminación directa: A ésta se someten con ayuda de enzimas, los ácidos cetocarbónicos, pirúvico, oxálico, acético, α cetoglutarico y otros, que se forman en las

plantas por la desintegración de los carbohidratos en el proceso de respiración anaerobio o en la primera fase de la respiración aerobia.

Síntesis de proteínas. La vía principal es la Aminación de los ácidos cetónicos por el amoníaco. Para la síntesis de los aminoácidos es necesaria la forma reducida del N.

Los NO_3^- y los NO_2^- no reaccionan con los grupos cetónicos de los ácidos carboxílicos orgánicos y para la formación de los aminoácidos tienen que reducirse hasta amoníaco (NH_3) en los tejidos de las plantas.

Si las plantas contienen suficiente cantidad de carbohidratos, los nitratos se reducen hasta amoníaco en la raíz. El proceso de reducción enzimática de los nitratos que sucede en las plantas por la oxidación de los carbohidratos pasa a través de una serie de reacciones intermedias y se cataliza por varios fermentos o enzimas:

Reacciones:

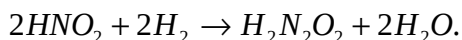


Nitrato nitrito hiponitrito hidroxilamina amoníaco

En cada reducción actúa una enzima.

1. Nitrorreductasa: $\text{HNO}_3 + \text{H}_2 \rightarrow \text{HNO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (de nitrato a nitrito)

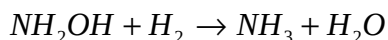
2. Nitritorreductasa: Enzima que reduce el nitrito a hiponitrito:



3. Hiponitritorreductasa: Desde de hiponitrito hasta hidroxilamina



4. Hidroxilamina reductasa: Enzima que reduce la hidroxilamina hasta amoníaco.



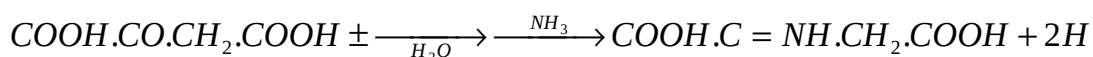
Las enzimas que influyen en la reducción de los nitratos hasta amoníaco representan en sí metaflavoproteídos, es decir necesitan de metales para su acción.

Nitrorreductasa necesita Molibdeno (Mo).

Nitritorreductasa	necesita (Cu), hierro (Fe) y
Hiponitritorreductasa	magnesio (Mn).
Hidroxilaminarreductasa	manganeso y magnesio (Mn y Mg)

En cantidades suficientes de carbohidratos, el N amónico absorbido por las plantas del suelo y el formado durante la reducción de los nitratos, reacciona con los cetoácidos orgánicos (oxálico, acético, cetoglutarico y fumarico) formando aminoácidos primarios (aspártico y glutámico). La reacción de formación de los aminoácidos primarios transcurre en dos etapas:

1ra etapa.: Del amoníaco y del ácido cetónico se forman el iminoácido y el agua.

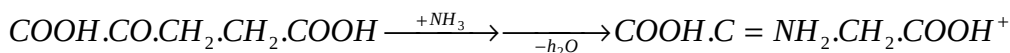


ácido oxálico - acético



ácido aspártico

2da etapa. El amino ácido se reduce hasta aminoácido glutámico.



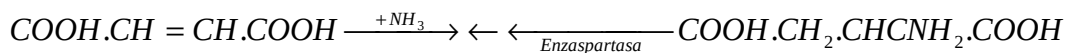
ácido cetoglutarico

ácido iminoglutánico



ácido glutámico

El ácido aspártico se puede formar del ácido fumarico:



ácido fumarico

ácido aspártico

Resumen Parcial: La reacción de formación de aminoácidos por animación directa de los ácidos cetónicos juega un gran papel en el metabolismo del organismo vegetal.

La aminación directa indica la relación existente entre el metabolismo de carbohidratos y de proteínas.

Transaminación: Consiste en el traspaso del grupo amina de los aminoácidos (donador) al cetoácido (receptor) mediante el traspaso del grupo amino de los aminoácidos a los cetoácidos se pueda sintetizar un número considerable de aminoácidos que entran en la composición de la proteína.

Los ácidos que con mayor facilidad se someten a la transformación en las plantas son el aspártico y el glutámico (por ello, el gran papel que juegan en los procesos metabólicos).

Todo el ciclo complejo de la síntesis de materias orgánicas nitrogenadas en las plantas comienza con el amoniaco y su degradación termina con la formación de NH_3 . Por esto, Priyanishnikov dijo: “el amoníaco es el alfa y omega en el metabolismo de materias nitrogenadas en las plantas.”

La absorción de nitrógeno por las plantas y su empleo en la síntesis de proteínas y otros materiales orgánicos nitrogenados ocurren durante todo su ciclo vegetativo pero varían en la distinta fase de crecimiento y desarrollo.

Durante la germinación de las semillas las proteínas de reservas se degradan en sus aminoácidos, pero en los órganos activos de los brotes hay una oxidación, el N se separa en forma de NH_3 y se forman aminoácidos (aspártico y glutámico) y amidas (asparagina y glutamina) (es decir síntesis de proteínas). Después se forma el sistema radical y en las hojas se produce fotosíntesis y ya la síntesis de proteínas corre a cuenta del Nitrógeno que se absorbe desde el exterior.

En el período inicial de crecimiento las plantas consumen relativamente poco nitrógeno, pero su deficiencia en este periodo se refleja negativamente en todo su crecimiento posterior.

La absorción más intensa: máximo crecimiento y formación de órganos: tallos y hojas, muy intensa la síntesis de proteínas, por ello en la medida que envejecen las hojas hay

degradación de proteínas y hay mayor síntesis en las más jóvenes. En la fase de formación de las semillas, las proteínas de las hojas se degradan intensamente y pasan en forma de aminoácidos a las semillas donde se forman proteínas (aquí la absorción de N por el suelo, prácticamente se paraliza). Las semillas logran alcanzar hasta 90% de N al terminar el proceso vegetativo de tallo y hojas.

La relación de las plantas hacia el nitrógeno de amoníaco o de nitrato.

Depende de una serie de factores: reacción del suelo, presencia de cationes y aniones (Ca, Mg, NH_4^+ , NO_3^-), presencia de P, S, K y micro elementos, suministro de carbohidratos a las plantas.

Reacción Neutra: Son mejor asimilados las sales de amoníaco.

Reacción Ácida: Peor el amoníaco que los nitratos.

Si en la disolución hay Ca, Mg y K influye positivamente en la nutrición amoniacal y para la nutrición de nitratos influye P y Mo. En deficiencia de Mo, se retiene la reducción de los nitratos hasta amoníaco y el nitrato se acumula en los tejidos. Si hay pocos carbohidratos se forma pocos α cetoácidos, que se ligan al amoníaco, luego si se está en el proceso de germinación puede provocar "envenenamiento amoniacal", lo que se puede provocar haciendo fertilizaciones amoniacaes, por ello es mejor sembrar con nitratos.

En la Figura 11.2 se presentan las diferentes formas de asimilación y transformación del nitrógeno por las plantas.

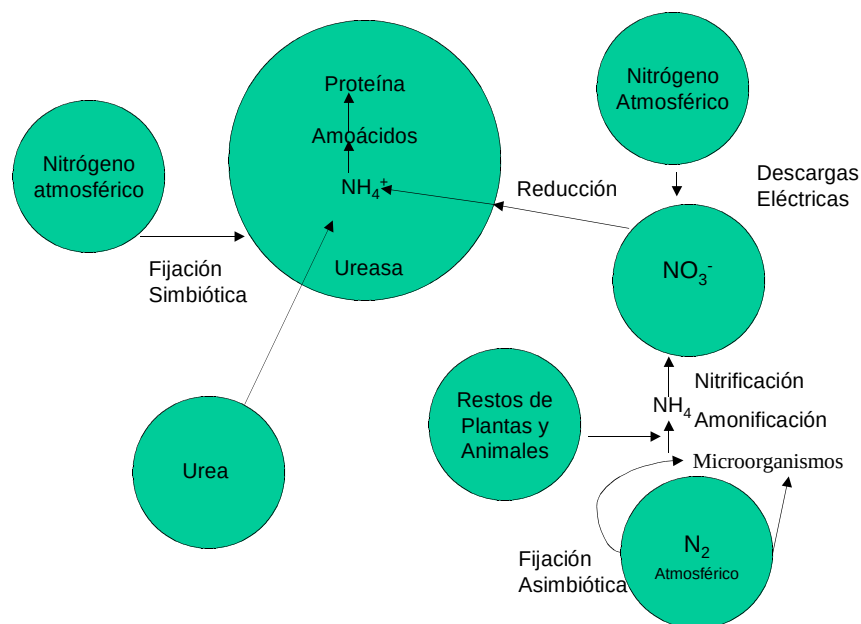


Figura11. 2. Formas de asimilacion y transformacion del nitrógeno en las plantas.
Tomado de CAMPOS, J.L. et al (1999).

Las formas de Nitrógeno que se encuentran a disposición de las plantas son: N en forma de nitratos, N en forma amoniacal, N en forma orgánica y N en forma molecular. Son muy pocas las plantas que pueden utilizar las cuatro formas de nitrógeno.

Las plantas viven en una atmósfera que contiene el 80% de N, pero su asimilación no es simple ya que este N es inerte.

La forma de absorción del N por las plantas es el NO_3^- y en mayor proporción el N amoniacal (NH_4^+) ante todo el producido por la urea.

Fuentes principales de NO_3^-

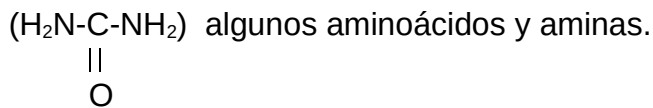
- NO_3^- formado por descargas eléctricas y su caída al suelo por las lluvias.
- Por el proceso de amonificación y nitrificación de los restos orgánicos que se descomponen en el suelo. (Fuente principal).

Formas de absorción por las plantas.

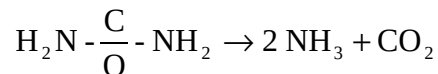
La mayor absorción del N del suelo es la forma de nitrato. Pero el nitrógeno en esta forma no puede ser directamente utilizado sino que tiene que ser reducido hasta amoníaco para que pueda ser utilizado por los compuestos nitrogenados.

La reducción del NO_3^- requiere de una activación previa ya que ocurre con disminución de la energía libre: ocurre en dos fases que son: reducción de NO_3^- a NO_2^- y reducción de NO_2^- a NH_4^+ .

Nitrógeno Orgánico. Muchas plantas pueden utilizar nitrógeno orgánico, además del nitrógeno orgánico, siendo el compuesto más utilizado la UREA



La urea por la acción hidrolítica de la ureasa produce



Una vez en forma de NH_4^+ es que su nitrógeno se incorpora a los compuestos orgánicos de las plantas.

Fijación del nitrógeno elemental. Puede ser:

- a) Descargas eléctricas
- b) Fijación asimbiótica
- c) Fijación simbiótica.

Fijación asimbiótica: Se realiza por.

Bacterias aeróbicas: azotobacter

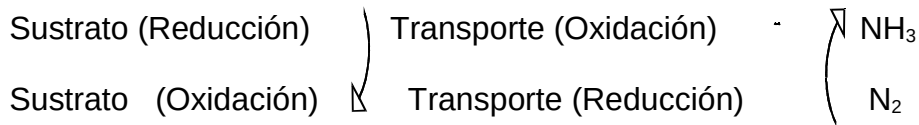
Bacterias anaeróbicas. Género clostridium

Algas verde azules.

Fijación simbiótica: algunas plantas vasculares (angiospermas y gimnospermas y plantas no vasculares donde se fija el nitrógeno atmosférico a través de una asociación simbiótica con bacterias del genero Rhizobium.

La enzima se denomina nitrogenasa.

Posible mecanismo de reducción.



El nitrógeno en el suelo.

En la capa arable de la mayoría de los suelos cultivados aparece entre 0,02 - 0,4% del Nitrógeno total (en el suelo).

El Nitrógeno inorgánico puede aparecer como:

Oxido Nitroso (N_2O)	}	Son formas gaseosas. No se encuentran en concentraciones suficientemente grandes como para ser detectados.
Oxido Nítrico (NO)		
Dióxido de N (NO_2)		

Amoniaco (NH_3)	}	Aparecen en formas cambiables y no cambiables. Solo una pequeña parte en forma iónica en la dilución del suelo (el NH_4), los otros en la disolución del Suelo.
Amoniaco NH_4^+		
Nitrito NO_2^-		
Nitratos NO_3^-		

El NH_4 cambiante	}	Constituyen menos del 2 % del N total de los suelos. Son muy importantes por qué son las formas que puede utilizar la planta.
NO_2^-		
NO_3^-		

El NH_4^+ no cambiante puede aparecer en forma de Fosfato de Al, Fe y NH_4 (Taranakita). Forma parte de los minerales primarios, micas y feldespatos y la unión de moléculas de arcilla como illitas y vermiculitas (tal como lo hace el potasio)

El nitrógeno orgánico aparece en más del 95% del N del suelo, y constituye del 5-6 % de los restos orgánicos. Este nitrógeno se encuentra en forma de proteína, aminoácidos.

Todo parece indicar que las proteínas se unen a las arcillas, los aminoácidos y las quinonas se condensan y forman largas moléculas tridimensionales que aparecen como complejos de aminoácidos y amino azúcares. Estos compuestos nitrogenados resisten el ataque microbiano, mientras que los aplicados al suelo se transforman rápidamente, pequeñas adiciones de aminoácidos desaparecen en menos de una semana por la actividad microbiana. Las proteínas se descomponen muy rápidamente.

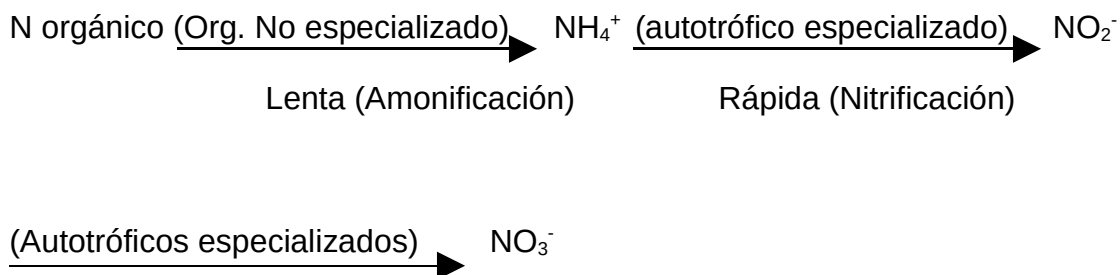
El Nitrógeno del suelo resiste el ataque microbiano aunque cambia a formas inorgánicas del 1 al 2 % anualmente.

La suma del 20 - 40% del nitrógeno como aminoácidos y del 5 - 10% como amino azúcares equivalen al 25 - 50 % del nitrógeno total del suelo, clasificados como compuestos orgánicos identificados. Si a esto añadimos un 5 % como promedio de amonio no cambiante, fijado en los huecos hexagonales de las arcillas, se tiene un 45 - 70 % del nitrógeno en el suelo, sin identificar. En esta parte no identificada se supone que exista amonio unido a la lignina.

Transformaciones del Nitrógeno en el suelo.

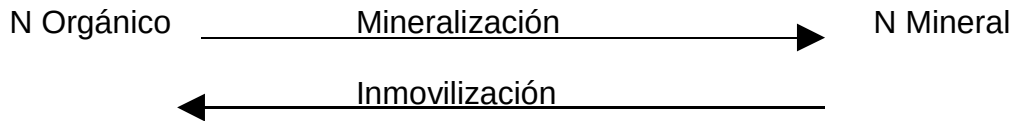
La principal fuente de nitrógeno usada por las plantas que no lo fijan en simbiosis es la forma mineral del suelo y éste en los suelos no fertilizados proviene de la descomposición de los compuestos orgánicos del nitrógeno.

Las varias etapas de la formación del nitrógeno mineral y sus transformaciones en condiciones aeróbicas son las siguientes.



Muy Rápida (Nitrificación)

Amonificación.



La transformación del nitrógeno orgánico a $\text{N} - \text{NH}_4^+$ no requiere una clase específica de microorganismos.

La microflora del suelo produce típicamente amoníaco a partir de los compuestos orgánicos cuando libera más nitrógeno del que sus miembros pueden asimilar en sus protoplasmas. Es el característico producto de excreción nitrogenada excedente de la conversión de la materia orgánica en tejidos microbianos y en energía vital de los microorganismos del suelo.

El amoníaco puede:

- a) Ser convertido en nitritos y en nitratos.
- b) Absorbido por las plantas.
- c) Utilizadas por organismos heterotróficos durante la descomposición de la materia orgánica.

Este fenómeno tiene lugar en mayor medida en suelos bien aireados y drenados, aunque ocurre en todos.

La mineralización se afecta por:

pH: Durante la mineralización del nitrógeno el aumento del pH puede deberse a un aumento de la susceptibilidad de una porción del nitrógeno orgánico del suelo a la mineralización. Después de ocurrido la mineralización el efecto del pH disminuye.

Humedad: La mineralización del nitrógeno orgánico se hace mayor en la medida en que la humedad es mayor; pero siempre será mayor en suelos no saturados que en suelos anegados.

Temperatura: Su efecto es positivo en la mineralización.

La mineralización (N org a N inorg) y la inmovilización (N inorg a N org) suceden continuamente en el metabolismo microbiano y la magnitud y dirección del efecto neto están influidos por la naturaleza del material orgánico aplicado al suelo.

Posibilidades de variaciones del Nitrógeno en el suelo.

1. En un suelo no cultivado sin adición de materia orgánica ni pérdida de nitrógeno mineral por lixiviación, el contenido de nitrógeno mineral aumenta gradualmente porque la entidad neta de nitrógeno presente en el tejido microbiano permanece constante mientras que una pequeña porción de la gran cantidad de materia orgánica del suelo se descompone poco a poco.

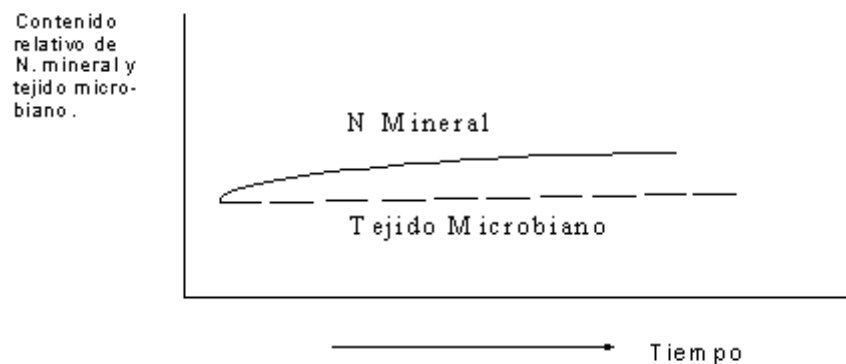


Figura11.3. Representación del cambio con el tiempo en el contenido de nitrógeno mineral y de tejido microbiano cuando no se añade materia orgánica. Tomado de Urquiaga, S. et al. (1999).

2. Si se añade al suelo un material rico en carbono y pobre en nitrógeno (alta relación carbono / nitrógeno) capaz de suministrar energía adicional, aumentaría la población microbiana la cual se apropiara del nitrógeno del suelo por ser este quien limita sus posibilidades de crecimiento. El nitrógeno mineral permanece a un nivel bajo hasta que se ha agotado el material carbonáceo y comienza a decrecer la población microbiana con la resultante mineralización del nitrógeno y el aumento del nitrógeno mineral. La Figura 11.4 representa el cambio, con el

tiempo en el contenido de N mineral y de tejido microbiano cuando se añade material de alta relación C/N.

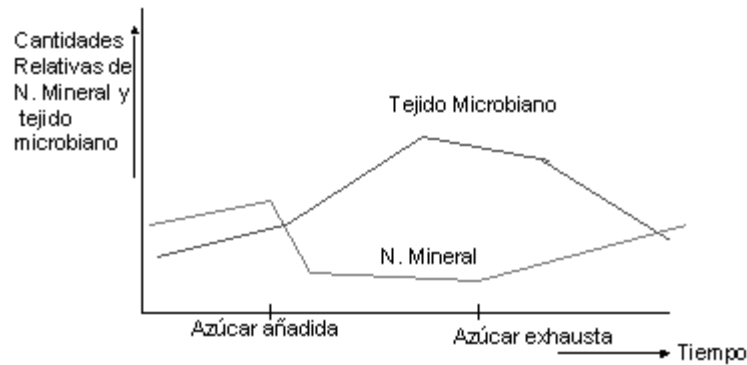
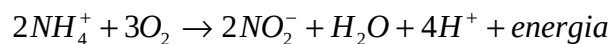


Figura 11.4. Cambio con el tiempo en el contenido de nitrógeno mineral y de tejido microbiano cuando se añade un material de alta relación C / N. Tomado de Urquiaga, S. et al. (1999).

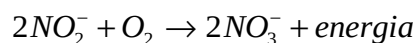
Nitrificación

No es más que el paso del NH_4^+ a NO_2^- y NO_3^- . Ocurre en dos momentos por la acción de organismos autótrofos que obtienen energía de la oxidación. Este proceso requiere O y su ausencia en el suelo provoca la paralización del proceso.

Reacciones de las dos etapas:



Nitrosomas.



Nitrobacter:

Factores que determinan la nitrificación:

1. Buena aeración del suelo.
2. pH neutro o alcalino, por la población de organismos autotróficos oxidantes es mayor que en los suelos ácidos.

3. Humedad del suelo. Los organismos son más sensibles a la desecación del suelo que los productores de amonio, una humedad favorable para el desarrollo de las plantas superiores también lo es para ellos.
4. Temperatura óptima es de 30 - 35 °C. Los nitritos se oxidan rápidamente, por lo general no se acumulan tanto hasta causar toxicidad.

Balance del nitrógeno en el suelo.

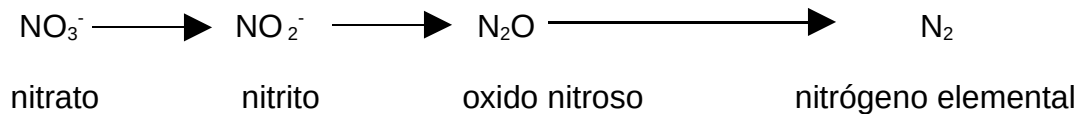
Pérdidas.

Retiradas por las cosechas, lixiviación, gaseosas, por erosión.

Lixiviación no es más que la pérdida de nitrógeno mineral por lavado (NO_3^-) ya que el NH_4^+ es retenido por el coloide. Es mayor en suelos arenosos y en suelos sin vegetación. Su mayor importancia esta en la época lluviosa.

Gaseosas. Tienen mayor importancia que la lixiviación puede ocurrir por:

Reducción biológica de los nitratos (desnitrificación). Es una aeración inadecuada los microorganismos pueden extraer el O_2 de los NO_3^- y de sus productos reducidos en lugar del O_2 elemental. Esto provoca reducción química de estos compuestos. Los productos de la reducción por formas gaseosas incluyen:

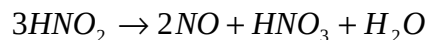


Las condiciones anaeróbicas como consecuencia de una saturación acuosa después de lluvias abundantes, riego o en suelos anegados como arrozales, favorecen la reducción.

La desnitrificación ocurre lentamente a pH inferiores a 5,0. Se incrementa al aumentar el pH, alcanzando mayor nivel a pH 8,0. Depende también de las fuentes fácilmente accesibles de carbono, aminoácidos y carbohidratos, por lo que los residuos orgánicos de fácil descomposición favorecen la desnitrificación.

Por desnitrificación química: Son varias las formas, reducción del NO_3^- hasta N_2 por el Fe^{2+} .

Descomposición del ácido nitroso en medio ácido..

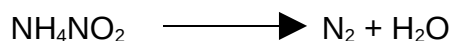


Existen evidencias de que las pérdidas del NO (óxido de N) en forma gaseosa no tiene gran importancia excepto cuando se aplican altas dosis de N en forma de amonio o de urea.

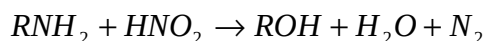
En la descomposición no biológica de los nitritos con pérdidas de N gaseoso es considerada como una interacción del NO_2^- y la Materia Orgánica.

El N_2 y el N_2O no se producen espontáneamente por descomposición del HNO_2 sino por la reducción de éste por la MO con compuestos fenólicos, todo ello en medio débilmente ácido.

Otra reacción propuesta para explicar las pérdidas del N de los NO_2^- es la descomposición espontánea del NH_4NO_2 .

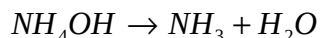


Esto ocurre principalmente en suelos alcalinos. Otra es la reacción de Van Slyke con α aminoácidos, y NO_2^- pero debido a los bajos contenidos de aminoácidos libres en el suelo, es poco probable que sea de importancia.



Perdidas por volatilización del amoníaco.

En condiciones alcalinas el ion NH_4^+ es inestable. Estas pérdidas se ven en la ecuación:



Las pérdidas en forma de NH_3 son de gran importancia por el uso de fertilizante como amoníaco anhidro, agua amoniacal y urea.

Las pérdidas de NH_3 se favorecen por la desecación del suelo (limitación en el volumen de la solución disponible para retenerlo por su acción disolvente Las altas temperaturas favorecen la volatilización. Al aumentar el pH y el CaCO_3 aumenta la volatilización.

A mayor capacidad de cambio catiónico (CCC = valor T) menor volatilización. Cuando un suelo tiene 20 Cmol / kg de T pierde aproximadamente 10% de NH_3 y con un valor T menor de 10Cmol / kg pierde aproximadamente el 10%.

Textura: en suelos arenosos mayor volatilización. Cuando se aplica una dosis de urea de 110 kg / ha varia la volatilización del NH_3 desde 2% para suelos arcillosos hasta 13% en los arenosos.

Perdidas por erosión: Cuando hay pérdidas de suelo por erosión se pierde también el N que es asimilado por las plantas, pues se encuentra casi completamente en la capa arable del suelo.

Ganancias del Nitrógeno. (Balance). Procesos reconocidos.

Fijación asimbiótica. Se produce por:

Bacterias aeróbicas: Azotobacter.

Bacterias anaeróbicas: Clostridium

Algas verde-azules: Nostoc, colothrix.

Las mayores investigaciones se han realizado en clostridium y azotobacter.

La mayor fijación se realiza cuando el material energético es abundante y el nitrógeno mineral es escaso.

La mayoría de los estudios sobre la fijación asimbiótica, en condiciones de campo, esta en el rango de 0 - 60 kg N / ha anualmente.

Algas verdes azules: Tienen su mayor importancia en los arrozales.

Fijación simbiótica: La mayoría de las leguminosas son capaces de generar nódulos en sus raíces, unos cuantos no lo forman. Forman los nódulos las bacterias del género Rhizobium. Las leguminosas fijan de 50 - 300 kg / ha de N / año.

Ganancias por las lluvias. Pueden aportar 1 - 60 kg / ha año, en la mayoría aproximadamente 10 kg / ha / año.

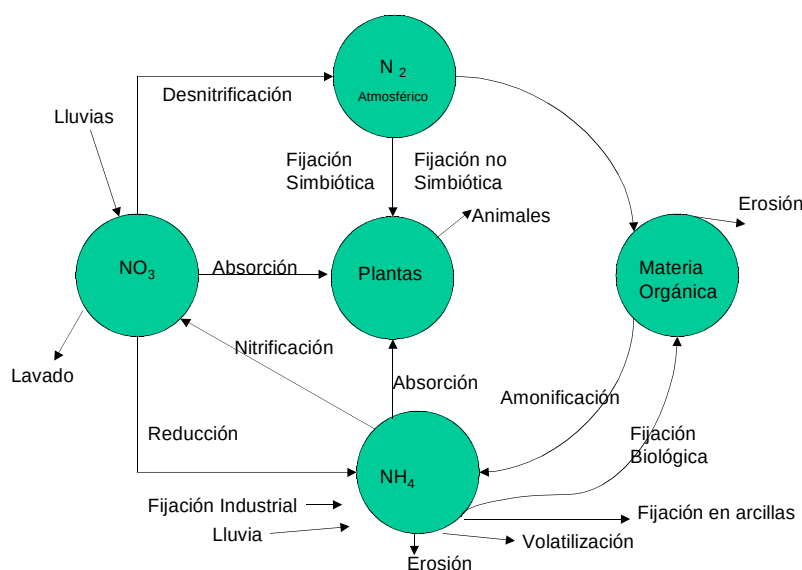


Figura 11.5. Formas y dinámica del N en el suelo. Tomado de VÁZQUEZ-MONTIEL, O. et al. (1995).

El ciclo del nitrógeno en el sistema planta, suelo, agua.

Se considera que el ciclo del nitrógeno es básicamente todo un conjunto de procesos micro biológicos, ya que los principales procesos son llevados a cabo por los microorganismos del suelo. El nitrógeno tanto el nativo como el aplicado, sufre una serie de transformaciones que determinan su mayor o menor disponibilidad en las plantas. La disponibilidad puede incrementarse por los siguientes factores: características del cultivo, relación carbono nitrógeno de las cosechas, extracción características del sistema radical, el manejo del suelo y el fertilizante.

En los ecosistemas naturales en equilibrios existe un ciclo natural de fertilidad, donde los nutrientes son mayormente reciclados. Cualquier desvalance es restablecido mediante una serie de mecanismos biológicos, así en el caso del nitrógeno, existe una serie de sistema de formación biológica. Cuando los suelos se incorporan a la agricultura, se elimina su vegetación natural, por ello el nitrógeno resulta deficiente, para la producción de cosechas, por lo que se recomienda la aplicación de fertilizantes nitrogenados. Si no se aplica racionalmente esta práctica no solo no es económica,

sino, que es también perjudicial desde el punto de vista ecológico por los riesgos de contaminación y sus efectos negativos en el medio ambiente.

En la actualidad existe una intensificación creciente de la producción agrícola, ello implica no solamente que los niveles de materia orgánica son bajos, sino también que el nitrógeno es uno de los factores más limitante de la producción.

La aplicación de fertilizante nitrogenado, no es una solución sostenible. Además son caros e importados en la mayoría de los países en vías de desarrollo y en muchos casos es un insumo fuera del alcance del pequeño agricultor.

Por lo expuesto se hace necesaria la inclusión del sistema de fijación biológica como componentes de la sustentabilidad.

La fijación biológica del nitrógeno

La FBN es uno de los fenómenos de mayor importancia en la naturaleza que esta asociado a varios rangos distintivos.

Representa la utilización de un gas inerte como fuente de nitrógeno por un reducido número de micro organismos, el Nitrógeno así fijado puede ser directo o indirectamente fijado por plantas de interés agrícola o forestal, a través de las relaciones simbióticas que establecen los microorganismos fijadores con diferentes plantas.

Constituye el mecanismo natural para compensar las pérdidas de nitrógeno en forma gaseosa, por mecanismos microbianos como la nitrificación y la desnitrificación, así como por vías no biológicas como la volatilización del amoníaco.

Actualmente no es posible concebir la vida en este planeta sin el concurso de los organismos capaces del fenómeno de la FBN, efectuada solamente por un reducido número de micro organismos procarióticos. (No tienen núcleo bien definido por la membrana nuclear). En todos estos microorganismos este fenómeno es llevado a cabo por la enzima altamente conservada denominada Nitrogenasa, Aunque la organización y la localización genómica de esta enzima varía enormemente entre los diferentes tipos de microorganismos.

La FBN es llevada a cabo en diferentes ecosistemas y bajo muy diversas condiciones que van desde la forma de vida libre, pasando por diferentes niveles de relaciones asociativas hasta las simbióticas donde los microorganismos se asocian con diferentes organismos eucariotos.

La fijación no simbiótica: Es realizada por dos grupos fundamentales de microorganismos las bacterias y las cianobacterias. Tabla No 11.1.

Tabla No 11.1. Genero de microorganismos que realizan fijación no simbiótica de nitrógeno. Tomado de Urquiaga, S. et al. (1998).

Bacterias anaeróbicas	Bacterias aeróbicas	Cianobacterias
Clostridium	Beijerinckia	Nostoc
Rhodospirillum	Derxia	Anabaena
	Azotobacter	Calofhrix
	Azospirillum	
	Bulkholderia	

Beijerinckia vive en la superficie de las hojas de muchas plantas tropicales y algunos creen que intervienen en sus operaciones de fijación del nitrógeno sobre estas hojas más que sobre el suelo. Se haya casi exclusivamente en el trópico y algunos investigadores han sugerido que es un habitante de las hojas más que una verdadera bacteria del suelo, a pesar de que se aislo por primera vez en el suelo.

La FBN por los microorganismos de vida libre del suelo es la principal fuente de nitrógeno de algunos ecosistemas, como son los forestales y aumenta el contenido de materia orgánica en los mismos.

El alimento básico más importante del mundo son los cereales. La extracción de los FBN en los cereales se ha convertido en el mayor reto de la investigación de los microbiólogos. Las bacterias fijadoras de nitrógeno que colonizan gramíneas pueden ser agrupadas en tres categorías.

Organismos rizofericos. Todas las especies que colonizan la superficie radical. Ej. *Azotobacter paspali*.

Endófitos facultativos. Pueden colonizar la superficie y el interior de las raíces (las cuatro especies aisladas de *Azospirillum* excepto *A. Halopraeferans*).

Endófitos obligados. Diazotróficos aislados recientemente como: *Acetobacter diazotropicus*, *Herbaspirillum* spp, *Azoarcus* spp. Pueden colonizar el interior de las raíces y los tejidos aéreos de las plantas.

Se han encontrado varios nuevos tipos de materias fijadoras de nitrógenos asociadas a raíces de cereales y pastos. En caña de azúcar es factible de que obtengan 60 % de sus necesidades de nitrógeno derivados de la FBN lo que equivale aproximadamente a 150 kg x ha. En muchos cultivares de caña de azúcar establecidos en suelos muy pobres son fertilizados solamente con fósforo y potasio y algunos micro elementos, pueden producir rendimientos 3 veces por encima del rendimiento promedio en cosechas consecutivas. Tabla No 11.2.

Tabla No 11.2. Estimado de FBN en diferentes variedades de caña de azúcar. Tomado de Urquiaga, S. et al (1998)

Rendimiento t/ha				Estimado FBN Kg/ha	
Cultivo	Caña planta	1er retoño	2do retoño	Total	%
CB 47 - 89	208	195	106	132	65
CB 45 - 3	219	277	236	209	74
NA 56 - 50	229	173	135	120	62
IAC 52 - 50	199	197	102	126	64

Usando jugo de caña de azúcar como medio de cultivo se encontró una nueva bacteria fijadora de nitrógeno. *Acetobacter diazotropicus*, con una alta población de raíces y tallos muestreados en Brasil, Australia y México. Se ha encontrado en otras plantas ricas en azúcares (King grass, boniato, maíz, sorgo, arroz y trigo).

En diferentes lugares de Brasil el *Acetobacter diazotrophicus* se ha encontrado en tallos, tubérculos y raíces de la hierba de Camerún y en boniato.

En el arroz se ha encontrado *Bulkolderia basilense*, bacteria fijadora de nitrógeno que aporta hasta un 30 % de las necesidades de N. En este cultivo. Urquiaga (1999). En Brasil la FBN en caña de azúcar cubre el 70 % de la demanda de nitrógeno.

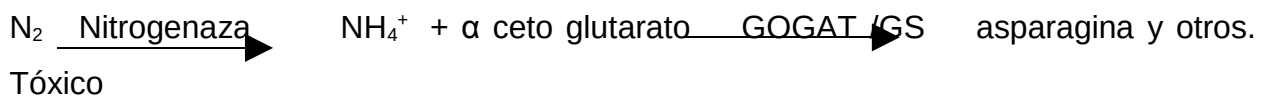
La Fijación Simbiótica:

Hace más de un siglo que se conoce que la simbiosis con leguminosas es la forma más eficiente de la transformación del N_2 en N disponible para las plantas.

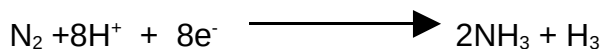
El nitrógeno fijado por el proceso de simbiosis *Rhizobium* - leguminosas es el de mayor importancia en la agricultura. En esta asociación se forma el nódulo en el cual se lleva a cabo la fijación de nitrógeno atmosférico al penetrar este por el suelo hasta los nódulos, donde es reducido a amoníaco por la enzima Nitrogenasa de los bacteroides del *Rhizobium*. Este amoníaco se incorpora luego a las estructuras carbonadas para producir aminoácidos y proteínas.

Simbiótica: La simbiosis con leguminosas es la forma mas eficiente de la transformación del nitrógeno disponible para las plantas. El nitrógeno fijado por el proceso de simbiosis *Rhizobium* – leguminosas es el de mayor importancia en la agricultura, En esta asociación se forma el nódulo en el cual se lleva a cabo la fijación del nitrógeno atmosférico al penetrar este por el suelo hasta el nódulo, donde es reducido a amoniaco por la enzima nitrogenazo. Este amoniaco se incorpora luego a las estructura carbonadas para producir aminoácidos y proteínas.

Reacciones que ocurren en el nódulo del *Rhizobium*:



Reacción General



Para que este proceso se lleve a cabo deben existir:

- Buena estructura del suelo

- Que no haya deficiencias
- Poco nitrógeno combinado en el suelo
- Presencia de bacterias específicas en números suficientes
- Condiciones favorables para el desarrollo de las plantas .

LA FBN es significativa para un gran número de leguminosas variando su magnitud en independencia de las especies. Tabla No 11.3.

Tabla No 11.3. Contenido de N fijado en función de la especie de microorganismo. Tomado de STARK, S.A. Y CLAPP, C.E (1980)

Espece	Fijación Biológica del Nitrógeno (FBN), kg / ha
Leucaena leucocephala	Puede llegar hasta 400
Sesbania sesban	448
Crotalaria juncea	150 a 165
Stizolobium aterrimum	157
Canavalia insiformis	157 a 190

Algunas leguminosas de grano fino fijan desde 15 hasta 210 kg / ha / año. Álvarez (2000) demostró que el N derivado del aire (N_{dda}) varía en dependencia de la especie.

Stizolobium aterrimum-----71 – 74 % N_{dda}.

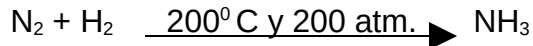
Canavalia ensiforme-----21 – 38 ídem

Crotalaria juncea ----- 21 – 32 ídem

También realizan el proceso simbiótico muchas especies de soya (Glicine max), maní (Arachys hipogaea) y fríjol chino (Vigna radiata).

La fijación industrial. Uso de fertilizantes.

En la fabricación de los fertilizantes químicos a través de altas temperaturas y presión se rompe el triple enlace de la molécula de di-nitrógeno.



La necesidad de los fertilizantes nitrogenados está dada por las limitaciones de los agros ecosistemas de suministrar nitrógeno de la reserva natural o de la reserva del suelo.

Las sales fundamentales aplicadas en dosis controladas, aumentan la absorción y el reciclaje de nutrientes y esto se revierte en una mayor productividad de las cosechas sin dañar el medio ambiente

Si se realiza de forma irracional disminuye la formación del nitrógeno de la rizosfera, incrementa la emisión de óxido nítrico (N_2O) y disminuye la oxidación de metano. Su incremento puede contaminar el suelo y las aguas con NO_4^- lo que a su vez contamina los productos agrícolas y la salud humana.

El uso excesivo acelera la erosión, desertificación, contaminación ambiental, reducción de la biodiversidad e incremento de plagas y enfermedades.

Uso de biopreparados:

Biopreparados a base de Azotobacter : Entre los microorganismos capaces de producir sustancias activas estimuladoras del crecimiento vegetal y del rendimiento se encuentran las bacterias del género azotobacter , los que producen sustancias de tipo hormonal auxinas , citoquininas, giberelinas, aminoácidos y vitaminas mediante su acción conjunta estas sustancias son capaces de estimular la germinación en las plántulas y acelerar el desarrollo siempre que sea adecuada la concentración de bacterias en las zonas del suelo que rodean las raíces , lo que se consigue con la inoculación del suelo .

Estas bacterias son capaces de fijar el nitrógeno atmosférico y suministrar a las plantas, parte de sus necesidades de nitrógeno, (entre un 25 y 50 %) lo que constituye ahorro de fertilizante industrial.

Los resultados favorables se deben a la obtención de un medio de cultivo que logran elevadas biomásas y bacterias, selección de cepas cubanas con alto poder de síntesis de sustancias fisiológicamente activas y con gran capacidad de fijación del nitrógeno atmosférico.

Por erosión se pierde también el N que por las plantas pues se encuentran casi completamente en la capa arable del suelo

Ganancias del Nitrógeno. (Balance). Procesos reconocidos.

1. Fijación asimbiótica.
2. Fijación simbiótica.
3. Adición por las lluvias.
4. Fertilización.

Se cree que también hay fijación por acción fotoquímica del N en la superficie del suelo.

- Fijación asimbiótica. Se produce por:

Bacterias aeróbicas: Azotobacter, Beijerinckia, Derrxia.

Bacterias anaerobicas: clostridium

Algas verde - azules: Nostoc, clostridium.

Las mayores investigaciones han sido: clostridium y azotobacter.

Clostridium: Fija el nitrógeno en condiciones anaeróbicas en cultivos puros, pero puede actuar en condiciones anaeróbicas si otras bacterias están presentes. Su desarrollo optimo a pH cerca de la neutralidad, pero se han encontrado en suelos ácidos con pH menor de 5,0.

Azotobacter: fija nitrógeno en condiciones aeróbicas y semiarobicas en simbiosis con otras bacterias. Se ve afectada por insuficiencia del fósforo, se limita en suelos con Ph menor de 6,0.

La mayor fijación de se realiza cuando el material energético es abundante y el nitrógeno mineral es escaso.

La mayoría de los estudios sobre la fijación asimbiótica, en condiciones de campo, esta en el rango de 0-60 kg N / ha anualmente.

Algas verdes azules: tienen su mayor importancia en los arrozales.

Fijación simbiótica: La mayoría de las leguminosas son capaces de generar nódulos en sus raíces, unos cuantos no lo forman.

Bofertilización con azospirillum brasilense

El genero Azospirillum es una bacteria nitro fijadora asociativa y/o productoras de hormonas de crecimiento. Se ha obtenido a nivel mundial que las biofertilización con Azospirillum en las gramíneas como el trigo , arroz , cebada y pastos,. Produce incrementos en los rendimientos hasta en un 25 % con la disminución de la dosis de fertilizantes minerales

En el cultivo de la caña de azúcar la biofertilización en condiciones de campo reduce en un 50 % la dosis del fertilizante mineral. Puede aplicarse líquido a razón de 80 Litros por ha. Con maquinas terrestres.

Se puede aplicar también en forma sólida en el cultivo del arroz a razón de 1 kg por ha el que se puede añadir con maquinas boleadoras terrestre ya que se peletiza la semilla. Se ha demostrado que en la inoculación de Azospirillum complementa la reducción de la fertilización nitrogenada mineral, la aplicación del biofertilizante incrementa los rendimientos

En la naturaleza el fósforo no interviene en un eficiente ciclo geoquímico por ello, cada año merman las reservas mundiales de productos fosfatados (0,12% del peso total de la corteza terrestre.

En la agricultura contemporánea el problema del fósforo esta dado por:

- a) Una pequeña cantidad total esta presente en los suelos.
- b) La falta de aprovechamiento del fósforo natural.

c) Una fijación marcada de los fosfatos solubles.

La eficacia de los fertilizantes fosfatados es muy baja, la media internacional es del 10 al 30%.

La retención del fósforo en el suelo es debido principalmente al pH, en determinadas condiciones pueden ser liberados a la disolución de suelo mediante mecanismos biológicos.

Los compuestos oxidados de ácido fosfórico son necesarios para todos los organismos vivos. Sin ácido fosfórico no puede existir ni una sola célula viva.

Papel del fósforo en los organismos vivos (incluye plantas).

Al unirse el fósforo con algunos compuestos orgánicos que se caracterizan por formar sustancias ricas en energía, interviene en la formación de los siguientes compuestos:

Núcleo Proteico. Núcleo de las células que contienen proteínas, más ácidos nucleicos y estos contienen ácido fosfórico que puede constituir cerca del 20% (como P_2O_5). Los ácidos nucleicos condicionan la formación de núcleos celulares, la división de las células y la transmisión de la herencia, que pueden ser: ácido ribonucleico (ARN) y ácido desoxiribonucleico (ADN).

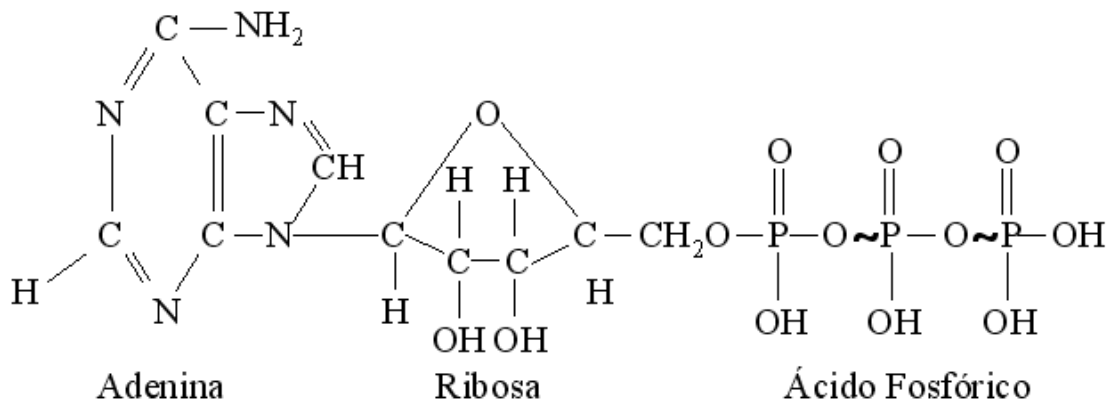


Figura 11.6. Estructura esquemática del adenosin trifosfato (ATP). Tomado de Singh, B.B. (1973)

El ATP como portador de energía participa en la biosíntesis de proteínas, grasas, almidón, sacarosa, asparagina, glutamina y en una gran serie de aminoácidos y otros compuestos.

Fitina. Sal del ácido inositol que contiene Ca – Mg - K. y 6 moléculas de ácido fosfórico. Contiene 27,5% de P_2O_5 . Se encuentra en alto contenido en las semillas de las leguminosas y oleaginosas (del 1 al 2 % de la masa seca) y en los cereales de 0,5 al 1 %. Es una sustancia de reserva y por ello estimula la germinación. Puede reaccionar con Fe, Al, Ca, Mg y K, También se encuentra en los órganos vegetativos, fundamentalmente en los órganos jóvenes y en los tejidos de las plantas. (Figura 11.7).

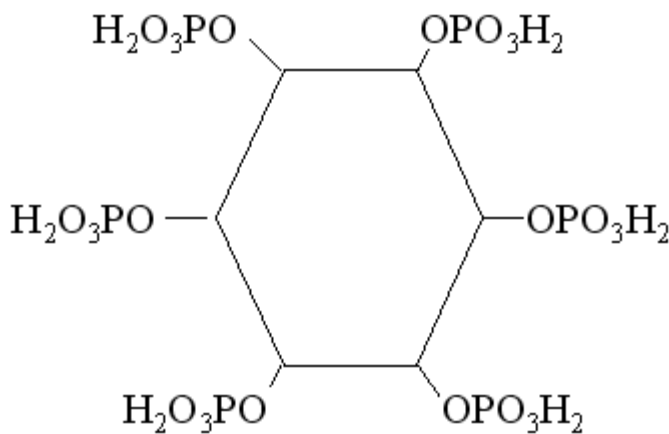


Figura No 11.7. Estructura de la Fitina (sal del ácido inositol. Tomado de Singh, B.B. (1973).

Fosfatidos.

Están en la formación de las membranas fosfolipídicas que regulan la permeabilidad de la organela celular y de membrana plasmática para distintas sustancias. Son ésteres complejos de glicerina, ácidos grasos superiores y ácido fosfórico. Se concentran en el plasmalema.

En las coenzimas NAD y NADP.

Tienen un papel importante en las reacciones de oxidación – reducción donde tienen lugar transferencias de hidrogeno. Interviene en los siguientes procesos metabólicos: fotosíntesis, glicólisis, respiración y síntesis de ácidos grasos.

Fósforo mineral.

En el organismo vegetal, el fósforo puede existir en forma de fosfatos inorgánicos (los seis anteriores son orgánicos). Los principales iones son H_2PO_4^- y HPO_4^{2-} acompañados de Ca, Mg, K y Na. Abunda en los tallos, las hojas y las raíces de las plantas pero en las semillas su cantidad es insignificante.

Influencia del fósforo (P_2O_5) en el desarrollo de las plantas.

Los compuestos de ácido fosfórico son necesarios por las siguientes razones.

- Participan en la división celular y en el crecimiento.
- Contribuye a la floración y la fructificación, así como a la formación de semillas.
- Acelera la maduración de las cosechas.
- Influye en la aparición de las raicillas en el sistema radical.
- Favorece el robustecimiento de las fibras, particularmente en las cereales, impide el encamado.
- Mejora la calidad de las hortalizas, pastos y forrajes.
- Contribuye a la resistencia a las plagas.
- Actúa como amortiguador de la acidez y de la alcalinidad en las células vegetales. (Es decir son buffer).
- Se mueve con facilidad dentro de las plantas y se traslada de los tejidos viejos a los jóvenes, es decir se reutiliza.
- Se concentra en mayor cantidad en los cloroplastos donde se concentra la fotosíntesis.
- En los frutos y raíces tuberosas contribuyen a que se acumule más carbohidratos.
- El grano de los cereales se hace más rico en almidón y a veces en proteína.

- Durante la formación y en la maduración de los órganos reproductivos, se desplazan los fosfatos hacia ellos desde los órganos vegetativos, por esto, los órganos vegetativos se empobrecen y los órganos reproductivos se enriquecen.

Síntomas de deficiencia en las plantas.

1. Las hojas toman una coloración azul verdosa con matiz purpúreo a pardo (bronceado) producto de la detección o disminución de las síntesis de proteínas y la acumulación de azúcares (aparecen pigmentos antociánicos).
2. Las hojas se tornan más chicas y más estrechas, en el caso de la papa el limbo se dobla hacia arriba.
3. Se detiene el crecimiento y se alarga el período de maduración (igual al nitrógeno).
4. Las hojas más viejas son las que presentan síntomas de deficiencias ya que el fósforo es móvil en la planta.
5. Los frutos deficientes en fósforo mantienen un color verdoso y pueden o no tornarse rojizo, la pulpa es blanda, el sabor ácido y son poco resistentes al almacenamiento.
6. La insuficiencia del fósforo provoca ruptura en el metabolismo del nitrógeno, lo que conduce al debilitamiento de la absorción del nitrógeno amoniacal por las raíces de las plantas.
7. En el tabaco, las hojas se disponen en ángulo recto al tallo y su limbo se hace más largo y estrecho (como si se estirase).
8. En el maíz las hojas toman color púrpura.
9. Si la deficiencia se manifiesta en los primeros estadíos del crecimiento conduce a tal depresión que después se hace imposible superarla (incluso fertilizando no se recupera).
10. En deficiencia de fósforo disminuye la formación de proteínas, de azúcares y de almidones en los cultivos gramíneos y hortícolas.

Síntomas de excesos.

1. Tienden a acamarse en forma de P_2O_5 mineral en los órganos vegetativos, en las semillas pueden acumularse hasta el 90% en diversos compuestos orgánicos.
2. Las plantas maduran antes de tiempo, por lo que disminuye el rendimiento. En los países fríos se utiliza esta cualidad para acelerar el desarrollo de los cultivos para realizar las recolecciones de las cosechas antes de que empiecen las nevadas.
3. Existe marchites anticipada de las hojas.

En el suelo pueden encontrarse en forma de fosfatos orgánicos e inorgánicos, su proporción en el mismo es variable y depende de una serie importante de condiciones.

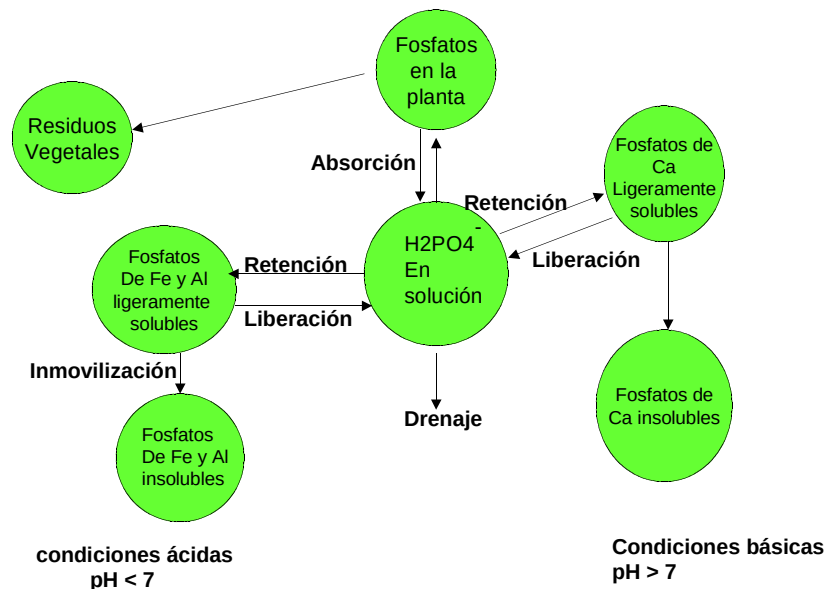


Figura 11.8. Ciclo del fósforo en la naturaleza Tomado de Yagodin B. A. (1986)

En la disolución del suelo pueden encontrarse en forma iónica. La forma iónica mas abundante (en función del pH 4 - 8) es el ortofosfato ($H_2PO_4^-$). En el suelo pueden existir diferentes formas iónicas en función del pH. Figura 17.5.

Principales minerales primarios que aportan fosforo:

Fluorapatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$.

Clorapatita $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$.

Fosforita $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$.

Vivianita $3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$.

Minerales Secundarios de P_2O_5 .

Se forman mediante cambios químicos o bioquímicos de minerales primarios y también como consecuencia de la descomposición de los compuestos orgánicos que contienen P_2O_5 y la transformación de los introducidos con los fosfatos de fertilizantes.

Los principales fosfatos secundarios son:

CaHPO_4 Fosfato di cálcico -----Suelos neutros

MgHPO_4 Fosfato di magnésico-----Son solubles

$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ Hidroxilapatita

FePO_4	}	Predominan en suelos ácidos. Todos son difícilmente solubles.
AlPO_4		
$\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$		
$\text{Al}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$		

Son Solubles:

Na H ₂ PO ₄	} Por la cinética química no pueden existir grandes cantidades en los suelos en estado libre. Son rápidamente absorbidas (tanto por absorción química como por los coloides). Y pasar a formas difícilmente solubles.
Na ₂ H PO ₄	
KH ₂ PO ₄	
NH ₄ H ₂ PO ₄	
Ca (H ₂ PO ₄) ₂	
Mg (H ₂ PO ₄) ₂	

Los minerales arcillosos en suelos ácidos absorben el ión cambiante de fósforo de manera más intensiva.

Ej: arcilla	<u>pH</u>	<u>cmol del ión P₂O₅ en 100g de suelo</u>
Illita	4,5	9
Caolinita	4,0	7,7
Bentonita	4,0	9,7

Los iones fosfáticos (H₂ PO₄⁻) son absorbidos por los minerales arcillosos en intercambio con los grupos OH⁻ de la capa de gibbsita. Por esta vía se absorbe una cantidad considerable de P₂ O₅.

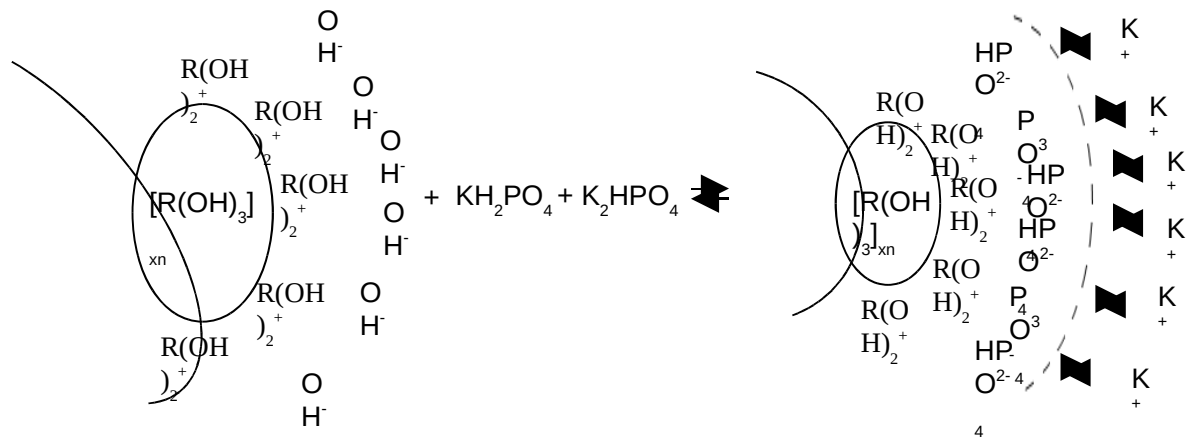


Figura 11.9 Esquema sobre la absorción cambiante por el suelo de los aniones del ácido fosfórico. Tomado de SANTA CRUZ, F. et al (1980).

Por estas dos razones (absorción química del agua de la disolución y por absorción por coloide de carga positiva) en el suelo, hay muy pocos compuestos hidrosolubles de fósforo, rara vez es más de 1 mg en 1 kg de suelo seco, que es insuficiente para garantizar una cosecha media.

Pero en los suelos puede pasar lo siguiente:

1. Las raíces de las plantas segregan ácidos débiles (carbónico, cítrico, málico y otros) y los microorganismos segregan mayor cantidad de ácidos que las plantas, pero además se produce:

- ♦ formación de ácido nítrico (en la nitrificación)
- ♦ formación de ácido sulfúrico (oxidación del azufre, reducción de proteínas y aminoácidos)
- ♦ formación de ácidos fosfórico (mineralización de sustancias orgánicas)
- ♦ formación de ácido carbónico (segregados durante la respiración)

Por la formación de todos estos ácidos que actúan sobre las formas no accesibles de P₂O₅ para las plantas y lo convierten en forma accesible, esto sucede para los

compuestos de Ca^{2+} y Mg^{2+} pero no sucede para los de Fe y Al y para los fosfatos tribásicos de cationes divalentes ya que no son solubles en H_2O y soluciones débilmente ácidas.

2. En el suelo casi no existen condiciones para que aparezca el fosfato tricálcico $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. Sobre el calcio pueden aparecer:

$\text{Ca}_4 \text{H} (\text{PO}_4)_3 \cdot 3\text{H}_2 \text{O}$ -----Fosfato octocálcico	}	Compuestos
$\text{Ca}_5 (\text{OH}) (\text{PO}_4)_3$ -----Hidroxilapatito		
$\text{Fe} (\text{OH})_2 \text{H}_2 \text{PO}_4$ -----Estrengita	}	En suelos poco ácidos
$\text{Al} (\text{OH})_2 \text{H}_2\text{PO}_4$ -----Variscita		
	}	
		solubles

A estos pH se hacen solubles los fosfatos, luego el mejor pH donde los fosfatos son solubles esta entre 6 y 7.

FePO_4 ----- pH 2,2

AlPO_4 ----- pH 3,7

$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ ----- pH 6,5

$\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2$ ----- pH 10

En los pantanos se puede acumular el fosfato en forma de protóxido de hierro que es accesible:

$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$ -----vivianita

Existen 3 grandes divisiones de los compuestos inorgánicos en los suelos:

1. Formas discretas de fosfatos precipitados sobre superficies, las cuales son los más fácilmente aprovechables. Incluyen las siguientes formas:

- Los fosfatos de calcio precipitado sobre CaCO_3 .
- Los fosfatos de aluminio precipitado sobre aluminosilicatos.
- Los fosfatos de hierro precipitado sobre Fe_2O_3 .

2. Partículas discretas de fosfatos ligeramente aprovechable que incluyen fosfatos de calcio tales como apatita y fosfatos dicálcico, fosfatos de aluminio como la variseita, fosfatos de hierro, como la estrengita y los fosfatos de Fe y de Al conocidos como barranditas.
3. Fosfatos ocluidos. Son poco aprovechables y consiste en:
 - Fosfatos de calcio ocluido en carbonato de calcio.
 - Fosfato de aluminio ocluido en Fe_2O_3 .
 - Fosfato de hierro soluble en reductores ocluidos en Fe_2O_3 .

3. Otra forma de existir el fósforo en el suelo es el orgánico.

Depende de un número variable de condiciones.

- Cantidad total de humus presente en los suelos.
- Velocidad de acumulación.
- Destrucción de las sustancias orgánicas.

Los fosfatos orgánicos se hallan principalmente en el humus del suelo. El % de P_2O_5 en el humus es diferente, varía con los diferentes tipos de suelos como en los diferentes horizontes dentro de un mismo tipo de suelo.

En suelos ácidos es mayor el fósforo en el humus que en los suelos con pH ligeramente alcalino.

La cantidad de fósforo en el humus aumenta con la profundidad. La variación de fósforo en el humus es debido al variado origen de los compuestos orgánicos. La mayor parte de estos compuestos están en fitatos de Ca, Mg, Fe y Al.

Los compuestos de ácidos nucleicos están enlazados con los minerales arcillosos y son resistentes a los procesos de mineralización. Es insignificante la presencia de glucofosfatos, glicerofosfatos y fosfátidos porque se descomponen rápidamente por las enzimas enterazas.

En el suelo se pueden mineralizar las sustancias orgánicas, que liberan sales minerales del ácido fosfórico pero son tomadas rápidamente por los microorganismos del suelo y también por su unión química y física - química en el suelo.

En suelos ricos en humus pueden aplicarse fertilizantes bacteriales denominados fosforobacterina que poseen una alta actividad como mineralizadores del fósforo fijado orgánicamente en el suelo. La bacteria más importante es *Bacillus megatherium* var. *phosphaticum*.

En general el P_2O_5 orgánico representa una proporción variable del P_2O_5 total, que varía de 2,6 a 75%. Los fosfolípidos se han encontrado alrededor de 3,4 mg de P / 100g de suelos, y los ácidos nucleicos del 2 - 3% del total de fósforo orgánico en los suelos.

Para que se liberen los fosfatos orgánicos el humus tiene que ser mineralizado para que liberen los iones inorgánicos $H_2 PO_4^-$ a la disolución del suelo. Este proceso de mineralización depende del contenido de humedad, de la aeración, del pH, la temperatura y de la relación C / P de los materiales orgánicos en descomposición. Si la relación inicial C / P es baja habrá una liberación neta de fosfatos por la descomposición, pero si la relación es alta, la descomposición microbiana de la materia orgánica puede remover fosfatos inorgánicos de la disolución del suelo e incorporarlos a los tejidos bacterianos en formas orgánicas. La máxima mineralización de la materia orgánica ocurre en los primeros 30 días.

Equilibrios de los fosfatos en el suelo.

Los fosfatos interactúan en un sistema dinámico heterogéneo que envuelve a:

- Las raíces de las plantas.
- La disolución del suelo.
- La fase sólida del suelo.

Bajo condiciones de crecimiento vegetal activo, la tendencia de los iones fosfatos es a difundir hacia las raíces de las plantas y ser absorbidas por ellas, una vez que la disolución del suelo es agotada en fosfatos, donde la fase sólida libera cierta proporción del fosfato superficial a través de un proceso de desorción en el cual

intervienen aniones orgánicos e inorgánicos comúnmente asociados al sistema radical, de la misma manera, la descomposición (mineralización) de la materia orgánica enriquece en fosfatos la disolución del suelo. Si el nivel de fosfatos en disolución se incrementa, por ejemplo, mediante la adición de fertilizantes solubles en agua, la absorción de estos fosfatos sobre la superficie del suelo o su precipitación como compuestos relativamente insolubles serán los procesos que dominaran los equilibrios del fosfato. Estos últimos procesos son dependientes del pH, de la naturaleza del suelo y de la temperatura.

Los fosfatos recién precipitados (amorfos) pueden ser transformados en formas más insolubles mediante un proceso de inmovilización lo que implica mayor cristalinidad de los compuestos fosfatos.

Las pérdidas del fósforo en el sistema pueden ser: por drenaje, (muy poco), por la entrada en los ciclos orgánicos, es decir, fijación en los vegetales y microorganismos y los que pasan a formas insolubles.

En los equilibrios de fosfatos en los suelos hay que tener en cuenta los conceptos de cantidad (Q); Tasa (R) e Intensidad (I).

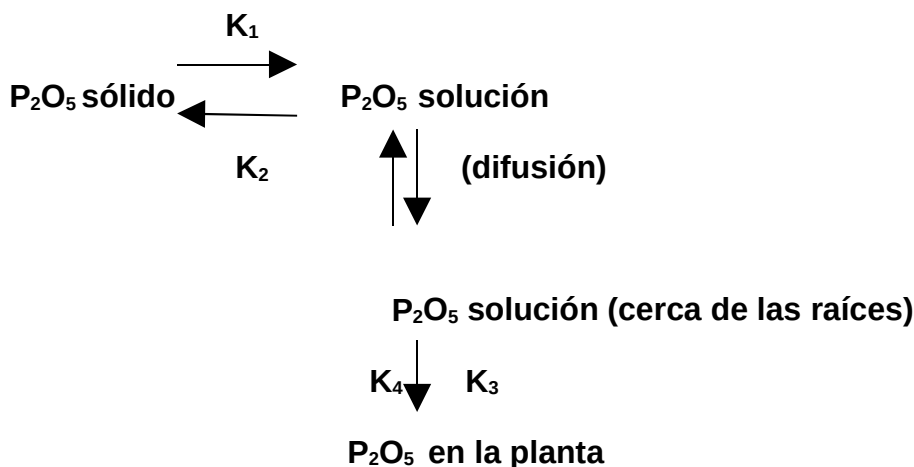


Figura 11.10. Equilibrios de los fosfatos en suelos. Tomado de SIÓ, J. et al (2000)

La naturaleza de las superficies de adsorción y su relación con el fósforo.

En la interfase sólida-líquida es donde ocurren los procesos.

- Adsorción
 - Precipitación
 - Desorción
- } Mecanismos que explican los fenómenos de retención y liberación de fósforo.

Superficies adsorbentes:

1.- Aluminio en Suelos

El aluminio existe de muchas formas en el suelo, los más importantes son:

Intercambiables, no intercambiable y extractable.

- ♦ Aluminio Intercambiable: Es el aluminio desplazado por disolución de KCL de concentración de 1mol/l, se encuentran adsorbidas en el complejo de intercambio catiónico.
- ♦ Aluminio no intercambiable: Es el que se encuentra precipitado sobre la superficie de las arcillas, fijados en los espacios interlaminares de las arcillas, acompañado con materia orgánica y en forma de fósforo aluminio.

El pH en suelos muy ácidos es una función del Al y es este el factor más importante en explicar los cambios que ocurren en la retención del fósforo en la medida de la variación del pH.

2. El hierro y la retención de fósforo.

La retención de fosfatos por el hierro puede producirse de varias formas:

- ♦ Fracción activa: puede ser intercambiable y extraíble.
- ♦ Puede estar formando parte de las estructuras cristalinas de las arcillas. También en los complejos órgano metálicos de Fe.

- ♦ Hay quienes le llaman óxido de hierro libre, a todo hierro no presente en estructuras cristalinas que son capaces de retener aniones (de fósforo) en una cierta proporción.
- ♦ Los óxidos de Fe existen en el suelo como óxidos amorfos y cristalinos. El gel de hidróxido de hierro es amorfo con un color pardo amarillento.

El papel de la materia orgánica en la retención de fosfatos.

La materia orgánica puede adsorber fosfatos o bien puede bloquear potenciales, sitios de adsorción en las partículas (superficies) inorgánicas (arcillas y óxidos metálicos).

En los complejos menores (Fe o Al / MO de relación 3: 1) respectivamente el ión de fósforo es el ortofosfato (H_2PO_4^-) enlazado el ácido fúlvico a través del metal.

En los complejos mayores (Fe o Al / MO de relación 6:1) una considerable proporción del fósforo se presenta como metal - fosfato mezclado físicamente con la interacción ácido fúlvico metal – fosfato.

Retención de fosfatos en suelos.

Los mecanismos principales de retención de los fosfatos son:

- Retención de fosfatos por adsorción.
- Retención de fosfatos por precipitación.
- Mediante precipitación - adsorción.

Adsorción de Fosfatos. El fosfato es adsorbido sobre las superficies reactivas del suelo, donde es posible que ocurra un intercambio de adsorción entre el ión hidróxilo (OH^-) y los iones fosfatos.

Otra posibilidad es que el intercambio sea a través de OH^- y moléculas de agua coordinadas a las superficies metálicas con iones fosfatos.

La especie iónica de fosfato a ser retenida depende del pH.

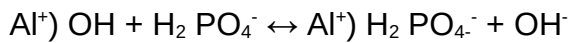
- pH ácido: H_2PO_4^- y H_3PO_4 no dissociado.
- pH alcalino: HPO_4^{2-} Y PO_4^{3-} .

- pH con rango de 4 a 9: H_2PO_4^- y HPO_4^{2-}

La adsorción ocurre en:

- Óxidos de Fe y Al
- Arcillas minerales.
- Materia orgánica bien descompuesta.

Los sitios de reacción están relacionados con bordes, aristas y disturbancia en el cristal, intercambio de un ión fosfato por el contraión del borde alumínico a través de la hidrólisis de un grupo de OH^- .



También puede penetrar el ión fosfato en algunas regiones más amorfas de la superficie cristalina.

Precipitación de Fosfatos.

Existe la hipótesis que disoluciones concentradas de fosfatos pueden disociar a la caolinita en sus componentes de sílice, Fe y Al.

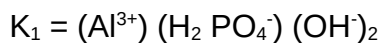
El óxido de Fe coloidal o el óxido de Al coloidal en presencia de los fosfatos forman una fase cristalina debido a una precipitación - disolución entre ambos.

Se plantea que cuando se tratan a los suelos con fertilizantes fosfatados, en los suelos ácidos se forman la variscita y la estrengita y en los suelos alcalinos el fosfato tricálcico.

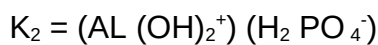
Mecanismo de precipitación – Adsorción

Para explicar la retención de fosfatos en suelos ácidos se tienen en cuenta los mecanismos de precipitación y adsorción.

El producto de la solubilidad de la variscita está dado por:



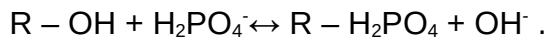
Que se puede escribir como:



La disolución y precipitación no son sino el reflejo de la fuerza atractiva entre aluminio, iones fosfatos y la fuerza ejercida por el medio para removerlos a la disolución.

La actividad del aluminio superficial (dado por el $Al(OH)_3$ que es activo en la adsorción) debe operar de la misma manera que la actividad iónica del aluminio soluble (Al^{+3}) activo en la precipitación (producto de la solubilidad). La verdadera actividad del ión aluminio incluye su actividad en la superficie y en la disolución.

La adsorción de fosfatos por el $Al(OH)_3$ se puede representar como



En donde: R es el radical de $Al(OH)_3$ coloidal.

R-H es el sitio potencial por adsorber fosfatos.

R- H_2PO_4 representa el fosfato adsorbido.

En el equilibrio se tiene:

$$K_3 = \frac{(R - OH)(H_2PO_4^-)}{(R - H_2PO_4)(OH)}$$

El término $\frac{(R - OH)}{(R - H_2PO_4)(OH)}$ Representa la actividad del aluminio superficial y corresponde al término $Al(OH)_2^+$ (aparece en K_2).

La actividad total del aluminio es la suma de ambos términos:

$$\frac{(R - OH)}{(R - H_2PO_4)(OH)} + Al(OH)_2^+$$

Por lo que K_1 se puede describir así:

$$K_4 = \left[\frac{(R - OH)}{(R - H_2PO_4)(OH^-)} + Al(OH)_2^+ \right] (H_2PO_4^-)$$

Esta ecuación se puede describir en forma análoga al producto de solubilidad del fosfato de aluminio como sigue:

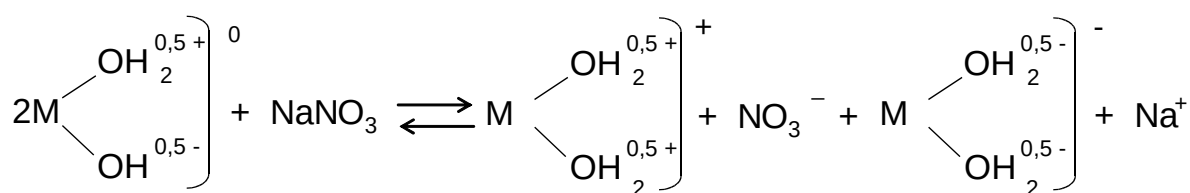
$$K_5 = \left[\frac{(R-OH)}{(R-H_2PO_4)(OH)} + (Al^{3+}) \right] (H_2PO_4^-)(OH^-)^2$$

De esta ecuación se sugiere que los factores que gobiernan la disponibilidad de fosfatos no son las formas de AL o de Fe sino las actividades totales de los iones capaces de fijar fosfatos. La precipitación y la adsorción son resultantes de la misma fuerza química. El hecho de que un proceso ocurra y no el otro depende del ambiente o condiciones particulares y de la actividad del Fe o el Al.

Adsorción de aniones sobre minerales del suelo.

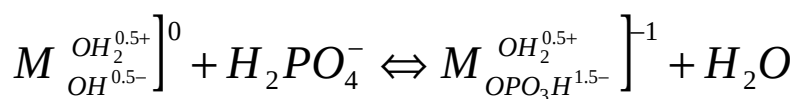
Puede ser mediante:

La unión electrostática. Si la carga neta en la superficie es positiva. A esta adsorción se llama no específica y un esquema de mecanismos es dado en la siguiente ecuación.



Donde M = superficie metálica (Al o Fe)

Por medio de un intercambio con especies coordinadas a la superficie metálica (H₂O y OH en el esquema superior), formándose parcialmente enlaces covalentes con los cationes (M) del cristal. A este último proceso se le designara adsorción específica, el esquema puede ser:



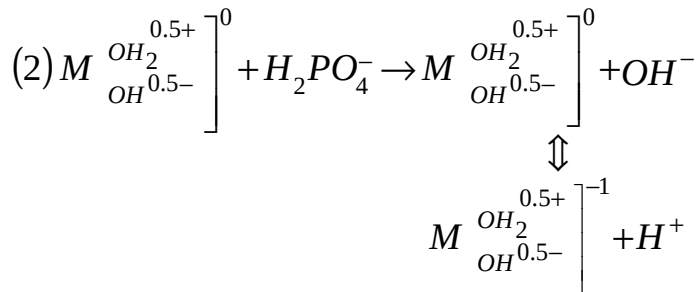
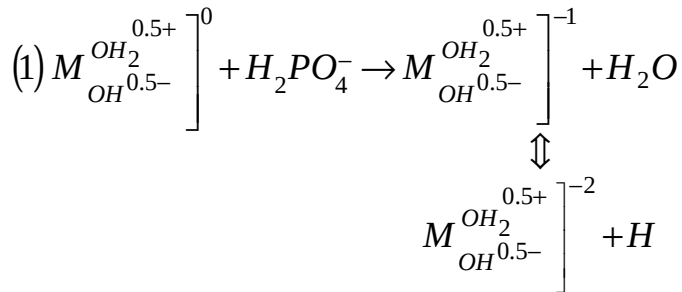
(La carga superficial varía de 0 a 1)

La adsorción específica siempre conlleva a que la superficie se haga más negativa.

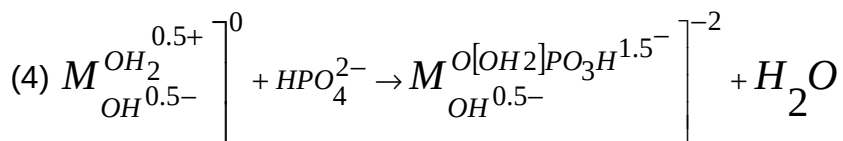
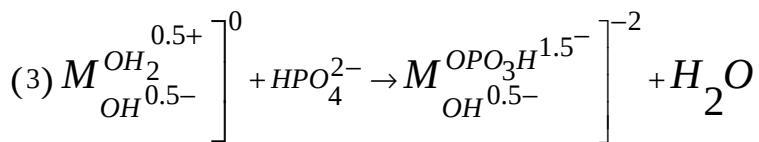
Esta teoría de adsorción específica de aniones da una explicación satisfactoria a numerosos hechos asociados con los fenómenos de adsorción y desorción de aniones así como la competencia entre aniones por los sitios de adsorción.

Mecanismos tentativos de adsorción de fosfatos.

A pH entre 4 y 7:



A pH entre 7 y 9



Resumen:

A. Las principales superficies adsorbentes en el complejo suelos están dadas por:

El CaCO_3 y el MgCO_3 que se encuentran en suelos calcáreos su valor de adsorción es moderadamente alto.

En los diferentes tipos de arcillas: La illita seguida por la halloisita son las más adsorptivas, mientras que la vermiculita y caolinita dan valores intermedios, la montmorillonita es la arcilla de más baja capacidad de adsorción.

Los de más baja capacidad de adsorción son los complejos órgano metálicos y las concreciones de lateritas.

B. Diferentes intervalos de pH determinan los compuestos de fósforo estables

1. En los suelos de reacción muy ácida ($\text{pH} < 3,5 - 5$) aparecen Fe PO_4 y Al PO_4 . Después pasan a $\text{Fe}_2 (\text{OH})_3 \text{PO}_4$ y $\text{Al}_2 (\text{OH})_3 \text{PO}_4$.
2. En reacción poco ácida ($\text{pH} = 6,5$) Ca H PO_4 (fosfato di cálcico) es estable. En una reacción más ácida se transforma en fosfato monocálcico. $\text{Ca} (\text{H}_2\text{PO}_4)_2$
3. En suelos neutros a alcalinos predominan el fosfato tricálcico $\text{Ca}_3 (\text{PO}_4)_2$ y la hidroxil apatita $\text{Ca}_3 (\text{PO}_4)_3\text{OH}$.
 - a) iones fosfáticos fácilmente accesibles.
 - b) iones fosfáticos medianamente accesibles.
 - c) iones fosfáticos difícilmente accesibles.

El fósforo es un elemento de suma importancia para los cultivos, posee poca movilidad en los suelos y la aplicación en forma de fertilizantes es costosa. Sin embargo su efecto residual es grande y por tanto su aporte a los cultivos esta presente en mayor o menor grado.

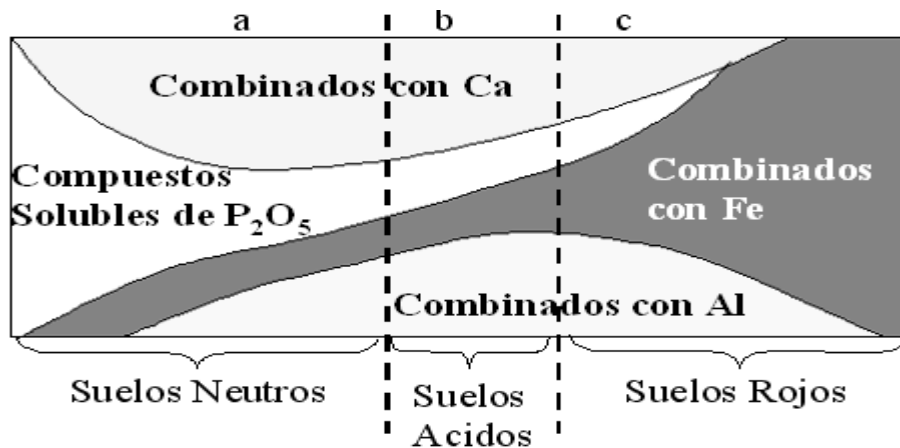


Figura 11.10 Influencia del pH en la disponibilidad de fósforo. Tomado de Gutnik, V et al (1997).

El potasio en el suelo.

Los efectos del potasio sobre la calidad de los productos cosechados, son muy variados, debiendo hacerse hincapié por ejemplo en el mejoramiento de la textura, color, y combustibilidad de la hoja del tabaco, en el incremento del contenido de azúcar, almidón y aceite de numerosas plantas económicas, así como en el refinamiento del sabor, beneficio del tamaño y fomento de la consistencia de los frutos.

La mayoría de las plantas pueden asimilar grandes cantidades de potasio sin que ello llegue a mermar su calidad. En los cítricos, sin embargo, el exceso de potasa produce un efecto desfavorable en su calidad, a causa de la formación de frutos grandes, de epicarpio carnoso y de madurez deficiente.

Importancia del Potasio: Sus funciones en la planta.

Se destaca por su movilidad y solubilidad. Se encuentra en las plantas en forma iónica y también en el citoplasma y las vacuolas manteniéndose ausente en el núcleo de las células.

Cerca del 20% del potasio es retenido en las células de las plantas en estado de absorción cambiable por los coloides del citoplasma, cerca del 1% es absorbido no cambiable por las mitocondrias y cerca del 80% se encuentra en el jugo celular y se extrae con agua.

No forma parte de las proteínas, de las clorofilas, las grasas y los carbohidratos.

El potasio que se acumula en los cloroplastos y mitocondrias estabiliza sus estructuras y contribuye a la formación de ATP en los procesos de fotosíntesis y la fosforilación oxidante.

Participa en el reforzamiento de la síntesis de los carbohidratos de alto peso molecular, celulosa, hemicelulosa, en sustancias pépticas, xilanos y otras que engrosan las paredes celulares de los cereales y aumenta la resistencia al encamado, mejora la calidad de las fibras, fomenta la síntesis y acumulación de las vitaminas, tiaminas y riboflavina.

Tiene importancia en la actividad de las células estomáticas. Ejerce influencia sobre la intensidad de la hidratación de los coloides del citoplasma, elevando su dispersión. Esto favorece a que la planta retenga mejor el agua y soporte sequías temporales y de corta duración. Tiende a aumentar la acumulación de almidón en la papa, sacarosa en la remolacha azucarera y monosacáridos en hortalizas y frutales.

Influye en el metabolismo de las proteínas, pues interviene en su síntesis y en la traslocación de carbohidratos. En la caña de azúcar lleva los carbohidratos de las hojas a los tallos y permite su acumulación. Se encuentra en grandes cantidades en los tejidos meristemáticos por lo que se asume que interviene en la formación de las hormonas del crecimiento.

En las semillas de los cereales favorece su tamaño y calidad. Disminuye en la planta los efectos nocivos del exceso de nitrógeno y exceso de fósforo.

Neutraliza la acción de muchos ácidos orgánicos, equilibra los azúcares y los ácidos y así favorece el sabor de frutas y vegetales. Es un activador de diversos tipos de enzimas que intervienen en la síntesis de péptidos. En el metabolismo de los carbohidratos y proteínas tiene una función catalítica. Aumenta la resistencia de las plantas a la micosis y virosis y es muy importante en la nutrición amónica de los cultivos.

Es absorbido por las plantas en forma de catión que, al parecer queda en la célula como ión cargado que forma vínculos débiles con las sustancias de las células. Acumulándose en ésta en grandes cantidades el potasio es el principal antiión para neutralizar las cargas negativas, tanto de los aniones inorgánicos, como también de los polielectrolitos de las células y también crea la asimetría iónica y diferencia de potencial eléctrico entre la célula y el medio ambiente. Es posible que precisamente en esto consista la función específica del potasio como elemento insustituible de nutrición mineral de las plantas.

El K^+ , Na^+ y una parte del Ca^{2+} tienden a la creación de estructuras citoplasmáticas y además al mantenimiento de las propiedades eléctricas de las formaciones limítrofes del protoplasto.

Es indispensable para los procesos de incorporación del fosfato a los compuestos orgánicos y también para la reacción de transferencia de los grupos fosfóricos.

En los primeros quince días después de la germinación es el período crítico de consumo de potasio por las plantas. La mayor cantidad de potasio lo consumen las plantas en el período de crecimiento intensivo de la masa biológica. Ejemplos.

- ✓ Para cereales y leguminosa de granos: la toma de potasio termina en la floración y comienza en la madurez lechosa.
- ✓ Papas, remolacha azucarera y versa: durante todo el período vegetativo.

- ✓ La papa consume la mayor cantidad de potasio en la floración y en la formación de tubérculos.
- ✓ La remolacha en el período de formación de la raíz.
- ✓ La col en la formación del repollo.
- ✓ Los cultivos hortícolas, la papa, la remolacha azucarera y otras raíces tuberosas necesitan potasio 1,5 veces más que N y de 3 a 4,5 veces más que P_2O_5 .
- ✓ El consumo de potasio por las gramíneas es aproximadamente igual o algo menor que el consumo de N y de 2 - 3 veces más que la de P_2O_5 .
- ✓ La correlación $N / P_2O_5 / K_2O$ constituye (2,0 a 3,0) / 1 / (2 a 3,5).

En la Tabla No 11.3 se puede apreciar la cantidad promedio de K_2O existente en los tejidos de algunos cultivos.

Tabla No 11.3 Contenido medio de K_2O en la cosecha de algunos cultivos agrícolas (en % de la materia absolutamente seca). Tomado de Yagodin (1986)

Cultivos	Producto	K_2O %
Cereales (invierno)	granos	0,65
	paja	1,10
Cereales (primavera)	Granos	0,67
	paja	1,30
Maíz	Granos	0,42
	Tallos	1,93

Papa	Tubérculos	2.40
------	------------	------

	hojas	3,70
Col	Repollos	4,60
Zanahoria	Raíces	3,20
Pepinos	Frutos	5,65
Tomate	Frutos	5,60
Alfalfa	Heno	1,80

En la Tabla 11.4 se expone la cantidad de K₂O para distintos cultivos agrícolas para obtener 0.23 T de masa seca de producto principal para 1 ha.

Tabla 11.4. Rendimiento de diferentes cultivos y extracción de K₂O por Hectárea. Tomado de Yagodin (1986)

Cultivos	Rendimiento. t / ha	Extracción de K ₂ O con la cosecha (kg / ha)
Cereales	2.6	175
Papa	9.1	180
Trébol, Alfalfa (heno)	2.7	120
Col de repollo blanco	30	290
Zanahoria de mesa	19.1	210
Girasol (semillas)	2.5	0,90

Deficiencias de K₂O en las plantas.

Se vulnera el metabolismo, provoca una menor actividad fotosintética y un aumento de la respiración y con ello, la disminución en la acumulación de carbohidratos. Provoca

debilitamiento de la actividad de una gran cantidad de enzimas. Los granos mas chicos, se reduce su poder germinativo y la vitalidad de las semillas. Merma la producción de cosechas.

Externamente se puede observar en las hojas una coloración parda y necrosis del tejido marginal de las hojas, a veces se vuelve necróticas, de color rojizo tostado, parecen hojas quemadas que se desgarran.

En los cereales provoca también el encame. Las plantas son más débiles y se enferman más fácilmente.

El considerable aumento de la magnitud del potencial de la membrana celular y la elevación de su dependencia de los procesos metabólicos, así como también el aumento de la permeabilidad selectiva de la membrana celular para el potasio, representan de por sí uno de los efectos primarios del déficit de potasio. La alteración de la magnitud del gradiente del potencial eléctrico y del paso de sustancias a través de las membranas de las células puede ser la causa directa de las numerosas vulneraciones del metabolismo en las plantas por déficit de potasio.

La insuficiencia de potasio frena la división, el crecimiento y el estiramiento de las células. Con deficiencia de potasio se frena el flujo de los productos del metabolismo de los derivados fotosintéticos. Si disminuye el potasio en las células, se incrementa el Na^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} y se aumenta el amoníaco libre, H^+ y fosfatos minerales y se reducen las cantidades de sulfatos y nitratos.

Exceso de potasio para las plantas.

Las plantas pueden tomar potasio en exceso lo que se conoce como consumo de lujo sin que le cause daño. Lo que sí puede ocurrir es un desequilibrio con los cationes de Ca^{2+} y Mg^{2+} .

El potasio en el suelo.

En la naturaleza se encuentran 3 isótopos de K^+

- ^{39}K (93,08 %)
- ^{40}K (0,011%) es radiactivo, se semidesintegra en $1,3 \times 10^9$ años

- ^{41}K (6,91 %) es radioactivo sé semidesintegra en 12,44 h. Es artificial.

El más importante y el que toman las plantas es el ^{39}K que se expresa como K_2O (en plantas, en los suelos y en los fertilizantes).

1. La mayor cantidad de potasio esta concentrada en los minerales aluminosilicatados, entre los que se encuentran:

- ortoclasa $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$
- moscovita $\text{H}_2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$
- biotita $(\text{H K})_2(\text{Mg, Fe})_2(\text{Al, Fe})_2(\text{SiO}_4)_3$
- glauconita $\text{K}_2\text{O} \cdot 4\text{R}_2\text{O}_3 \cdot \text{IO}(\text{SiO}_2 \cdot \text{NH}_2)$

Estas también son reservas potenciales.

El potasio de la ortoclasa (que es un feldespato) es casi no asequible para las plantas. Se han aislado bacterias que atacan la ortosa. También se encuentran en todos los minerales arcillosos (en su red cristalina).

2. En estado adsorbido intercambiable y no intercambiable en las partículas coloidales.
3. En restos de rastrojos y microorganismos.
4. En la disolución del suelo en forma de carbonatos, nitratos y cloruros.

En el suelo el potasio en la capa arable es de 5 a 50 veces mayor que el nitrógeno y de 8 a 40 veces mayor que el fósforo.

La mejor fuente de nutrición para las plantas son las sales solubles de potasio. Las plantas aprovechan bien el potasio de los restos de rastrojos y de los microorganismos una vez muertos. Reserva inmediata son también los cationes intercambiables y las sales poco solubles.

Son también otra reserva de nutrición las hidromicas, vermiculitas, cloritas secundarias, montmorillonitas, cationes no intercambiables y sales poco solubles.

Reservas potenciales son: los feldespatos, las micas, los piroxenos y los cloruros primarios.

Clasificación de las distintas formas contenidas en el potasio global.

1. Potasio hidrosoluble (de buena asimilación por las plantas).
2. Potasio intercambiable. (bien asimilado).
3. Potasio móvil (suma del potasio hidrosoluble e intercambiable).
4. Potasio no intercambiable hidrolisable (difícilmente intercambiable o de reserva).
5. Potasio acidosoluble que agrupa las 4 formas anteriores.

6. Potasio no intercambiable (diferencia en el potasio global menos el acidosoluble).

El contenido de potasio móvil en el suelo es solo 0,5 - 2 % de las reservas globales de potasio. El 99 % esta compuesto de formas no intercambiables.

Entre las formas de potasio en los suelos existe equilibrio móvil (dinámico). Si la planta toma potasio hidrosoluble, la cantidad de este en la disolución se restituye a costa del intercambiable y la disminución de este último al cabo de cierto tiempo puede renovarse en gran medida a cuenta del potasio no intercambiable o fijado.

A medida que la planta consume el potasio móvil, sus reservas se restituyen por el potasio de difícil intercambio y también por el potasio de la red cristalina de los minerales.

En los suelos se encuentra aproximadamente 10 a 25 % de la forma hidrosoluble de componentes potásicos con relación a la intercambiable 5 a 25 % de la intercambiable con relación a la acidosoluble y 2 a 15 % de potasio acidosoluble con relación al global.

Teniendo en cuenta que los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} del complejo adsorbente del suelo poseen semejantes propiedades de cambio, se toma la suma de actividades de los iones de Ca^{2+} , Mg^{2+} como actividad de iones de la misma clase.

Por potencial potásico se comprende el cambio de energía libre en las reacciones de intercambio entre los cationes de potasio por una parte y de Ca^{2+} y Mg^{2+} por la otra en

el sistema “fase sólida del suelo — solución del suelo” , a condiciones constantes de temperatura (25 °C) y presión (1,01x 10⁵ Pa).

El potencial potásico se expresa por la fórmula:

$$\Delta Z^0 = pk - 05pCa$$

Donde p es el logaritmo negativo de la actividad de los iones potasio y de la suma de Ca²⁺ y Mg²⁺

Gradación:

Valor del potencial de potasio	Evaluación
2,5 - 2,9	Insuficiencia de potasio
1,8 - 2,2	Condiciones óptimas
< 1,5	Exceso relativo de potasio

En el suelo además del contenido de los compuestos móviles y del potencial potásico, el abastecimiento depende de la facultad del mismo a mantener el potencial potásico a un nivel relativamente constante, cuando cambia el contenido de potasio móvil como producto de su extracción por las cosechas y de la aplicación de abonos. A esta facultad del suelo, se le denomina Facultad Potencial Buffer del suelo con relación al potasio PBC^k.

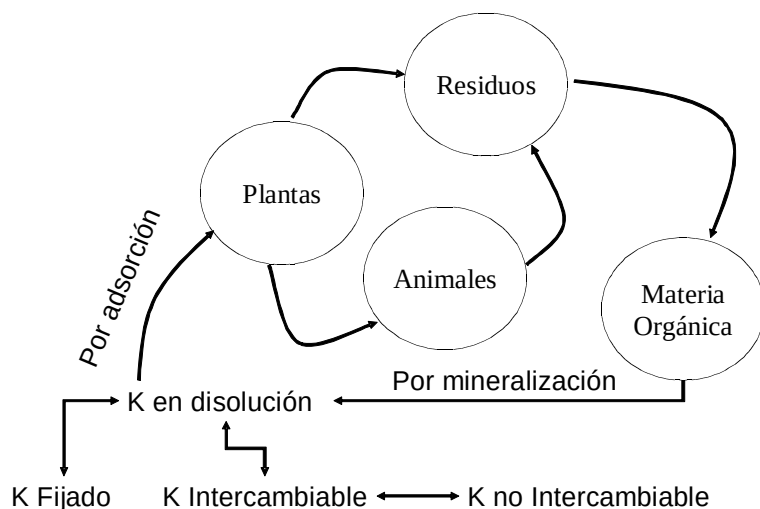


Figura 11.11. Esquema de la diámica del potasio en el suelo.

Por ciento de saturación de potasio en el CAS.

$$PKI = \frac{K^{+}(\text{int ercambiable})}{CCC} \times 100$$

Gradación (PKI)	Significado
<1,8 -----	baja saturación
1,8 - 3,0-----	buena saturación
>3,0-----	alta saturación

Influencia de algunos factores sobre la accesibilidad del potasio introducido en el suelo.

1. Influencia de la humedad del suelo. Al aumentar la humedad del suelo, se incrementa el acceso del potasio a las plantas, pero si hay exceso de humedad, la accesibilidad del potasio disminuye. Si hay deficiencia de humedad, la accesibilidad del potasio también disminuye.

2. Temperatura del suelo. Con el aumento de la temperatura se incrementa el contenido de potasio en las plantas. Ej: en la caña de azúcar disminuye mucho si la temperatura en la zona radical es menor a 16,7 °C.
3. Influencia del Nitrógeno. Con un nivel bajo de nitrógeno y un nivel alto de potasio la introducción adicional de nitrógeno aumenta la accesibilidad del potasio y con un nivel alto de nitrógeno, y un nivel bajo de potasio, la introducción del nitrógeno reduce la absorción de potasio por las plantas.
4. Encalado. El encalado disminuye la accesibilidad del potasio cambiabile, intensifica la movilización del potasio incambiabile a cambiabile y aumenta la fijación del potasio introducido con los fertilizantes.
5. Influencia del grado de saturación con potasio del CAS. La accesibilidad del potasio es mejor cuando el % de potasio intercambiabile esta entre 1,8 - 3,0% (PKI)-----óptima
 <1,8 y >3,0-----no hay nutrición potasica
 <1,8 -----baja saturación
 >3,0----- alta saturación
6. Influencia de las formas y los plazos de introducción. En los suelos arcillosos es mejor echar el fertilizante en bandas debajo de los cultivos, así como en suelos con pH altos (esto es en suelos con alta capacidad fijadora). En suelos de baja capacidad fijadora se puede aplicar en bandas y a voleo. No se debe echar cerca de semillas pues daña la germinación o las raíces jóvenes porque crean alta concentración de sales.

Tabla No 11.5 Necesidad de potasio en los cultivos de la agricultura. Tomado de Sánchez, P. (1981).

Cultivos		Rendimiento Kg / ha	Extracción de K kg / ha
Caña de Azúcar		227	515
Tomate	frutos	45.4	90
	tallos		179
Papas	tubérculos	40.3	117
	tallos		134
Piñas		68.1	224
Plátanos		68.1	179
Alfalfa		9.1	168
Naranjas	frutos	0.08	123
	madera y hojas		34
Remolacha	tubérculos	45.4	67
	tallos y hojas		90
Maíz	granos	6.3	28
	tallos y hojas	6.8	106
Tabaco	hojas y tallos	2.0	123
Col		45.4	123
Arroz	grano	4.0	11
	paja	5.6	67
Maní	frutos	2.8	17
	paja	6.8	56
Soya	granos	2.7	56
	paja	4.5	78
Toronjas	frutos	44.8	90
Maíz	paja	6.8	56
Café		2.2	45

La adsorción físico - química:

Es la capacidad de intercambiar iones K con el CAS y constituye aproximadamente un cuarto de la capacidad total de adsorción. Esta adsorción es cambiabile y reversible.

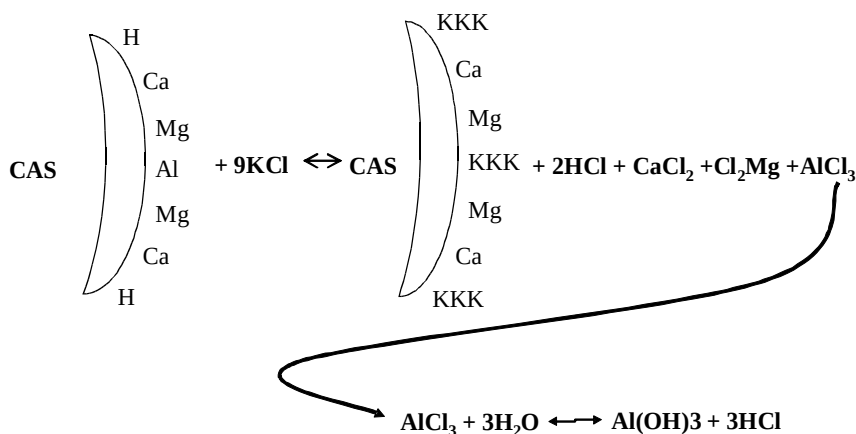


Figura 11.12 Esquema de la Adsorción Físico Química del Potasio. Tomado de Yagodin (1986).

De esta reacción se observa que el suelo se acidifica con iones hidrógeno y también con los de aluminio. Los iones potasio al ser adsorbido desplazan del CAS una cantidad equivalente de otros cationes (H^+ ; Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} y otros) que influyen en la reacción de la disolución del suelo y en las condiciones de crecimiento de las plantas.

Por su carácter todos los fertilizantes potásicos son fisiológicamente ácidos; ya que en la disolución del suelo aparece el ion K^+ pero también el Cl^+ o el SO_4^{2-} (depende de la sal añadida), pero esta acción es con todo menor que la influencia que tiene los fertilizantes nitratos - amónicos y amoniacales.

La acción acidificante se manifiesta en mayor cuantía en los suelos donde predominen las fracciones gruesas (arenosas) más que en las arcillosas, más en suelos ácidos que en los suelos neutrales.

La absorción incambiable (fijación).

En algunos suelos puede alcanzar considerables magnitudes (hasta un 80%) de la cantidad aplicada. Depende de la composición mineralógica del suelo y de la dosis de aplicación del fertilizante potásico (la magnitud varía desde 14 hasta 82%).

Los cationes fijados son menos aprovechables por las plantas y en algunos casos la fijación tiene efectos negativos para la nutrición de las plantas.

La absorción incambiable del potasio es propia de los minerales arcillosos del grupo de la montmorillonita y de las micas hidratadas que poseen una red de tres capas que se hinchan. La vermiculita adsorbe con mayor intensidad el K^+ de manera incambiable.

Los minerales del grupo de la caolinita, con red de dos capas no tienen facultad de fijación.

Por ello la fijación del potasio depende del tipo de coloide mineral. En general en los suelos arenosos, arenosos-limosos, se fija menos potasio que en los arcillosos.

Aunque la fijación puede suceder en suelos humedecidos es mayor cuando hay procesos alternos de humedad y sequedad. Por esto, el fertilizante potásico debe ser enterrado a la mayor profundidad de la capa arable ya que la parte más superficial está expuesta a que se reseque más fácilmente y con mayor frecuencia.

Si los fertilizantes potásicos son de cristales gruesos o granulados disminuye la fijación del potasio de un 20 a 30%.

En los suelos más humificados se dificulta la liberación de potasio fijado por el suelo por causa de la formación de películas más gruesas de la materia humificada sobre la superficie de los coloides, lo que impide la liberación del potasio de la red cristalina de los minerales.

Las transiciones de distintas formas de compuestos potásicos en el suelo se pueden expresar de la siguiente manera:

Potasio de la red cristalina $\leftrightarrow$ potasio no cambiante $\leftrightarrow$ potasio cambiante $\leftrightarrow$ potasio de la disolución del suelo.

Como resultado, las plantas pueden aprovechar todas las formas de potasio del suelo, pero en diferentes cantidades. Generalmente las plantas extraen de 3 a 4 veces más potasio que el que tenía el suelo en forma cambiante.

El ión potasio se pierde muy poco por lavado, es importante la pérdida en suelos arenosos y también en suelos rojos, pero en suelos negros solo llega hasta los 40 a 60 cm. de profundidad.

Aplicación de fertilizantes potásicos a los cultivos agrícolas.

La aplicación depende de varios factores:

1. Composición mecánica de los suelos.
2. Formas móviles de potasio.
3. Condiciones de humedecimiento.
4. Peculiaridades biológicas de los cultivos.
5. Volumen de la cosecha planificada.
6. Calidad de la cosecha.

Los cultivos más exigentes en potasio son: girasol, tabaco, legumbres, remolacha azucarera, raíces forrajeras, papas, frutales y cultivos de ensilaje.

Dinámica del Potasio en el Suelo.

Disponibilidad del potasio en el suelo.

Los minerales arcillosos son la fuente principal de K en el suelo. Ellos cargan la mayor parte del potasio móvil y lo liberan cuando baja su concentración en la disolución del suelo, bien sea por la absorción de las plantas o por un aumento de la humedad edáfica.

La buena saturación de los minerales arcillosos con potasio redundará en una elevada concentración de potasio en la disolución del suelo, mientras que la saturación pobre con potasio se halla en equilibrio con la concentración pobre de potasio en disolución. La composición de la disolución del suelo puede cambiar rápidamente debido a variaciones del volumen de agua, la absorción por parte de las plantas y otros factores.

La concentración de potasio en la disolución equilibrada de un suelo, es un factor reproducible experimentalmente en el caso de ser determinada a humedad estándar, a capacidad de campo o a punto de saturación.

Bajo estas condiciones la concentración del potasio en la disolución del suelo depende del grado de saturación con potasio, de la capacidad de intercambio de cationes (CIC) inorgánicos del suelo. Con determinado contenido de potasio intercambiable, un suelo con muchas partículas portadoras de potasio (suelo arcilloso) presenta, usualmente, menor concentración de potasio en su disolución que un suelo arenoso con poca arcilla. Con igual contenido de arcilla, la concentración del potasio en disolución depende, asimismo, de la naturaleza de los minerales arcillosos.

1. Los minerales caoliníticos no tienen posiciones de cambio ínter laminares para enlazar potasio y una reducida CCC. Ellos no contienen potasio no intercambiable. Se comportan en cuanto a la dinámica del potasio casi como arena o como materia orgánica.
2. Los minerales arcillosos illita, vermiculita y clorita, en cambio absorben potasio selectivamente.
3. La selectividad de la montmorillonitas, con respecto al potasio, es menor que la de las illitas, pero mayor que la de las caolinitas.

Los alófonos contienen cantidades muy variable de potasio pero este es absorbido selectivamente

Capítulo No 12. Los macronutrientes secundarios, el calcio, el magnesio y el azufre.

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc. Carmen Alonso Martín

Introducción.

El calcio, el magnesio y azufre son los llamados macro elementos o macro nutrientes esenciales secundarios, el calcio y el magnesio son elementos metabólicos de las plantas, son absorbidas en forma iónica (Ca^{2+} y Mg^{2+}) y su fuente fundamental lo constituyen los minerales del suelo. Ambos además de ser importantes como nutrientes, influyen en las propiedades químicas y fisicoquímicas del suelo y también en su estructuración.

El azufre influye en las estructuras de las plantas, es un elemento estructural accesorio, forma parte de algunos aminoácidos y proteínas y se encuentra en los suelos fundamentalmente, por la descomposición de la materia orgánica. El Ca^{2+} y el SO_4^{2-} influyen en la actividad biológica del suelo, ya que suelos ricos en Ca^{2+} y materia orgánica tiene una elevada actividad de los macro y microorganismos.

En Cuba se presentan carencias de Ca^{2+} y de Mg^{2+} fundamentalmente en todos los suelos, con predominio de las fracciones gruesas. El azufre se manifiesta como esencial en aquellos suelos que han sido fertilizados con NH_4NO_3 , Superfosfato concentrado y KCl.

El Calcio.

Funciones en las plantas.

El calcio las plantas se encuentran principalmente en hojas y en menos cantidad en semillas y frutos, forma parte de las membranas celulares, que dan a los tejidos de las plantas su forma y resistencia, en las paredes celulares, en la lámina central (lámina media), juega un papel importante el pectato de calcio.

Forma parte de las estructuras lipídicas, se requiere de pequeñas cantidades de Ca^{2+} para que ocurra la mitosis de forma normal, las nucleoproteínas están unidas entre sí por cationes divalentes, entre ellos el calcio.

También forma parte de algunas enzimas y es un activador de las siguientes:

- ❖ Fosfolipasa
- ❖ Quinasa
- ❖ Trifosfatasa.
- ❖ Aspirasa.

Se encuentra en las hojas y en las zonas de crecimiento radical, es un neutralizante del exceso de ácidos orgánicos, regula el equilibrio ácido - básico de las células, influye en la absorción de nitrógeno, promueve la síntesis de proteínas y la traslocación de carbohidratos.

Participa en el equilibrio iónico, lo que es importante en la economía del agua, especialmente en la transpiración., su papel es deshidrante, por eso es importante una adecuada relación K / Ca , el Ca no es móvil, por ello, no se mueve de las hojas viejas a los jóvenes.

Las leguminosas necesitan el Calcio en grandes cantidades, las gramíneas requieren menos y también lo requieren las plantas llamadas calcícolas, tienen muy bajos requerimientos los pinos.

Deficiencias y Exceso:

- ❖ El Ca^{2+} no es traslocable en las plantas, por tanto, su deficiencia aparece en las hojas jóvenes, donde se producen deformaciones y también en los frutos.
- ❖ Se refleja en poco crecimiento de la planta, los tallos son débiles debido al poco espesor de la pared celular y el sistema radical crece menos y su multiplicación es menor.
- ❖ Las mayores insuficiencias se observan en los suelos ácidos que poseen altas cantidades de Aluminio intercambiable.

- ❖ El exceso de calcio es poco frecuente, cuando existe puede producir antagonismo, con el hierro , el zinc y el magnesio.

El calcio en el suelo.

El calcio en el suelo puede encontrarse en disolución, intercambiable y en los minerales. Tabla No 12.1.

Tabla No 12.1. Contenido de las diferentes formas de calcio existente en los suelos.

<u>Formas</u>	<u>Cantidades relativas en %</u>
Solución	1 - 5
Intercambiable	20 - 25
Minerales	70 – 75

El calcio en el suelo se encuentra en diferentes estados, tanto en forma mineral, iónica, orgánica y en constante transformación y movimiento. Figura 12.1.

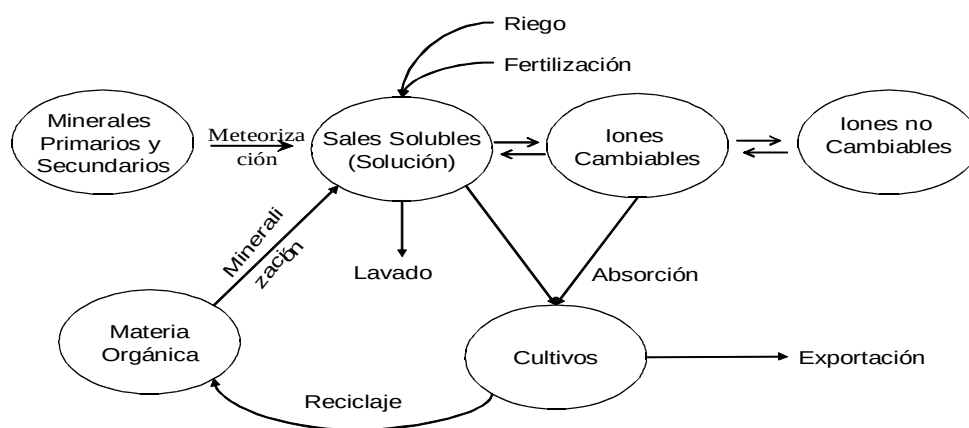


Figura 12.1. Ciclo del Calcio en el suelo

Fuentes de calcio.

En los minerales de origen ígneos, el calcio se encuentra en las plagioclasas fundamente en la anortita (feldespato de calcio) y también en los apatitos.

Es muy abundante en las rocas sedimentarias, la principal de todas la caliza, donde el mineral predominante es la calcita (carbonato de calcio), encontrándose también en la dolomita ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$), en Cuba la caliza es la más abundante.

Como roca metamórfica se encuentra en el mármol (CaCO_3).

El calcio esta relacionado también con el grado de evolución del suelo, en los suelos jóvenes hay más presencia de calcio que en suelos viejos (ambos sobre la misma roca), es decir en suelos montmorilloníticos aparece más calcio que donde predomina los del grupo de la caolinita y los del sistema de óxidos. Esto es debido a los procesos de pedogénesis que donde se producen perdidas fundamentalmente por lavado.

La topografía y el drenaje interno también influyen. Los terrenos altos al estar expuestos mas fácilmente a la escorrentía superficial pierden el calcio por arrastre, en los suelos con buen drenaje el Ca^{2+} soluble se pierde por lavado.

Se plantea que el calcio poco a poco se pierde de la capa arable en aquellas zonas donde las lluvias sean mayores a los 625 mm anuales y con menos de 375 mm por año, el calcio se mantiene superficialmente.

El calcio es muy importante en la formación de los complejos órgano minerales, realiza el enlace y determina también la forma de la estructura de los suelos al cumplir con su doble función: coagulante y cementante.

El calcio soluble e intercambiable.

Ca^{2+} soluble (1 – 5%): Lo toman las plantas por absorción, se puede perder por drenaje.

Ca^{2+} intercambiable o cambiante (20 – 25 %): Puede ser tomado directamente por la planta.

Ca^{2+} intercambiable: No es absorbido directamente por la planta, pero por sucesivas reacciones de intercambio puede pasar a la capa difusa y de aquí a la disolución. En la Figura 12.2 se presentan las diferentes disponibilidades del calcio en el suelo.

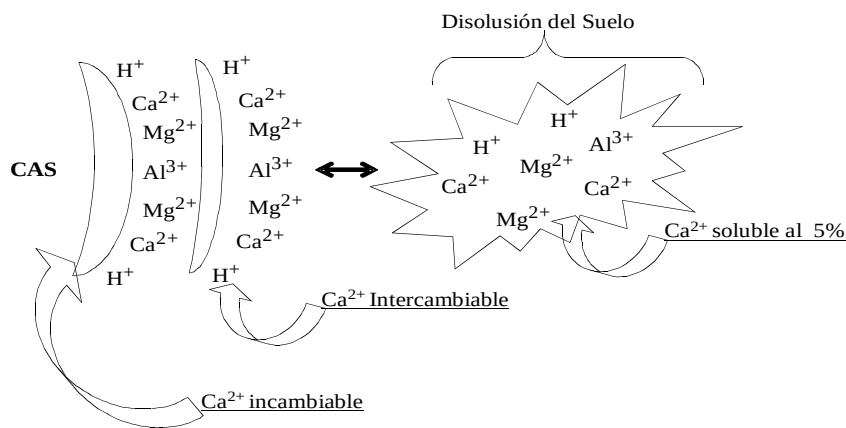


Figura 12.2. Disponibilidad del calcio en el suelo

Aplicaciones de calcio:

En el caso de suelos ácidos se debe encalar en forma de cal viva (CaO); cal apagada ($\text{Ca}(\text{OH})_2$) o caliza finamente triturada. Aparece también en los superfosfatos y en los abonos mixtos y en las mezclas de fertilizantes donde la caliza puede usarse como relleno; actuando como mejorador o como neutralizador de la acidez.

El Magnesio.

Funciones en la planta.

Su papel más importante es que forma parte de la molécula de la clorofila por lo que su deficiencia implica insuficiencia de clorofila y disminución del proceso fotosintético.

- Es móvil en las plantas, se trasloca de las hojas viejas a las jóvenes.
- Se encuentra en cantidades apreciables en las semillas.
- Está asociado al metabolismo del fósforo.

- Es un activador de muchos procesos enzimáticos.
- Participa en el metabolismo de carbohidratos y en el contenido de aceites de las plantas oleaginosas.
- Interviene en la síntesis de ácidos nucleicos.
- Es un agente de unión entre los microsomas en donde se realiza la síntesis de proteínas.
- Es un componente de las paredes celulares (lámina central) que contiene pectatos de magnesio.
- Es un buferante o tampón del plasma celular.
- Los cultivos que mayores necesidades tienen de magnesio son las hortalizas y los frutales.

Deficiencias:

En las plantas se observan clorosis, entre los nervios que aparecen en las hojas basales (más viejas) y va extendiendo hacia las más jóvenes. También puede aparecer un color verde pálido a blanco entre las nervaduras que permanecen verdes.

El magnesio en el suelo.

Puede encontrarse en:	<u>%</u>
Solución-----	1 - 2
Intercambiable-----	5 - 7
Minerales (micas, dolomitas arcillas, humus serpentinitas) -----	9 - 95.

El magnesio se encuentra formando parte de minerales primarios silicatos, ferromagnésicos que se encuentran en las rocas ígneas básicas y ultra básicas.

En rocas sedimentarias se encuentran formando parte de la dolomita, mineral dolomita ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). El otro mineral secundario donde mas abunda es la magnesita MgCO_3 . En la roca metamórfica que aparecen es la serpentinita, su mineral serpentina es un silicato aluminio magnésico, por eso, en Cuba, en suelos sustentados por

serpentinitas no presentan deficiencias de Mg a pesar de tener pH ácidos (Ferríticos y Fersialíticos, Pardo rojizo ferromagnesial).

Su ciclo esquemático es semejante al calcio. Figura 12.3.

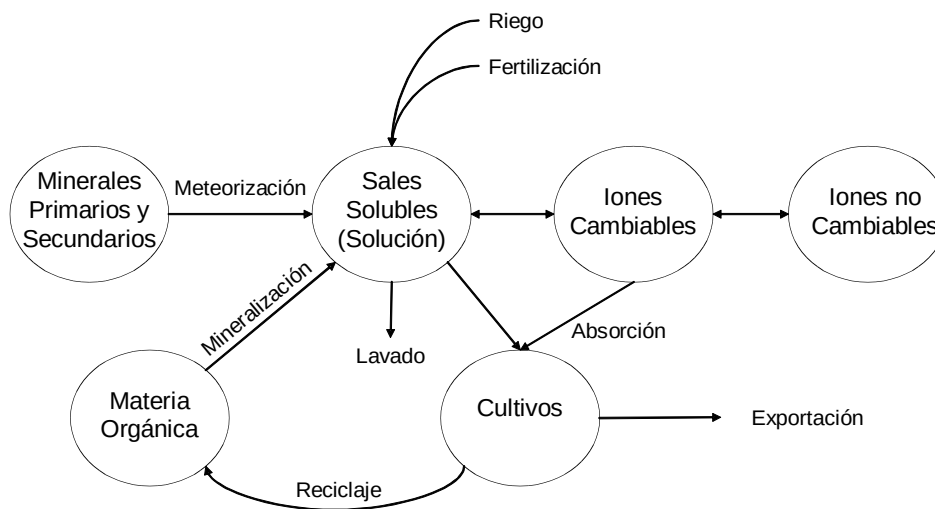


Figura 12.3. Ciclo del Magnesio en el suelo.

El magnesio soluble se encuentra en la disolución del suelo, que se enriquece por los procesos de meteorización de minerales, por la descomposición de la materia orgánica, puede entrar también con las aguas de riego y los fertilizantes y también de la forma intercambiable (solo es de 1 - 2%). En la Figura 12.4 se presenta las diferentes formas de disponibilidad del magnesio, en el suelo.

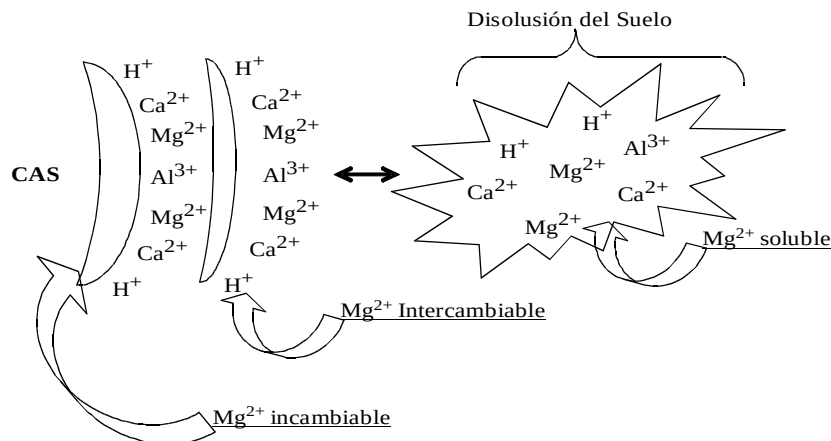


Figura 12.4. Diferentes formas de disponibilidad del Magnesio en el suelo

El magnesio soluble que se encuentra en la disolución se pierde por lavado en las aguas que drenan tanto superficialmente como intrasuelo, por absorción de los cultivos (éstos a su vez, con los residuos reciclan el nutriente y la otra parte la exportan)

Generalmente, en suelos jóvenes, ricos en motmorillonita no existe escasez de magnesio, tampoco en las hidromicas e illitas.

Aplicaciones de Magnesio al suelo.

El carbonato de magnesio no reacciona con suficiente rapidez para corregir una escasez para la cosecha, Se debe agregar al suelo una solución muy soluble como es la sal de EPSOM ($MgSO_4$). En Cuba en los suelos ricos en cuarzo se les aplica magnesita o dolomita.

El Azufre

Funciones en la planta.

- Forma proteínas y albúminas.
- Integra los aminoácidos sulfurados: cistina, cisteína y metionina.

- Interviene en la formación de la clorofila y de aceites en las semillas de las plantas oleaginosas.
- Interviene en la fijación del N a las leguminosas.
- Activa las enzimas proteolíticas.
- Interviene y activa la coenzima A.
- Forma parte de las vitaminas sulfuradas como Biotida y Tiamina.
- Se encuentra en algunos compuestos volátiles que dan olor característico a los ajos, las cebollas y las mostazas.
- El azufre no es traslocable en la planta.

Deficiencias.

- Las hojas jóvenes presentan clorosis (no es traslocable).
- En algunas plantas se presentan compuestos antociánicos.
- En condiciones de deficiencias de azufre la planta puede acumular almidón, sacarosa y los azúcares reductores disminuyen.

Exceso:

Las concentraciones muy altas pueden tener efectos tóxicos para las plantas.

El azufre en el suelo

Su origen puede ser:

Inorgánico: Se encuentra en disolución y en los minerales del suelo. (5 - 50%).

Orgánico: Producto de la descomposición de la materia orgánica (50 - 95%). También puede llegar con las lluvias que pueden incorporar al suelo, en las zonas industrializadas hasta 110 kg / ha. El azufre atmosférico, en forma de SO_2 contribuye a la nutrición mineral de las plantas mediante la absorción directa a través de las hojas.

Las fuentes principales son: materia orgánica, minerales, sitios de adsorción en las arcillas y los fertilizantes. En figura 12.5 se presenta el ciclo del Azufre en el suelo.

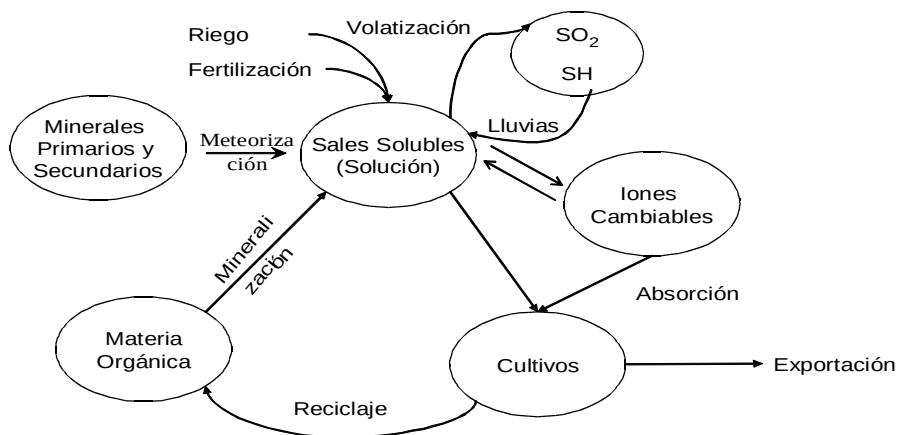


Figura 12.5. Ciclo del Azufre en el Suelo. Tomado de Ross ,G.J et al. (1964).

En el suelo se reconocen dos mecanismos de adsorción de azufre.

Intercambio de iones SO_4^{2-} por iones OH^- y en superficies de óxidos de Fe y Al. También ocurre en sitios de intercambio aniónico a lo largo de las esquinas y filos de partículas de las caolinitas y radicales orgánicos con carga positiva. En el subsuelo puede dar lugar a aumento de pH de 0,3 a 0,9 unidades. Figura 12.6.

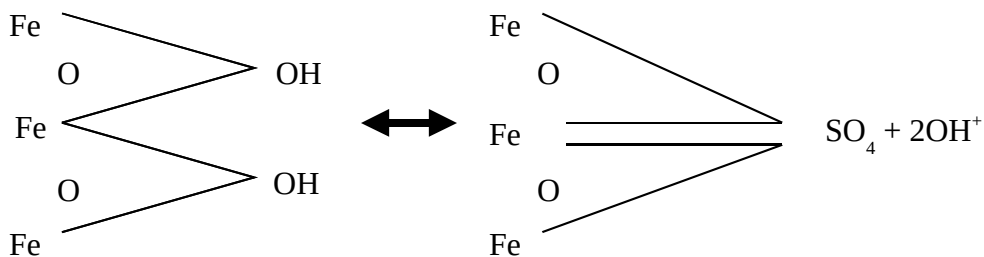
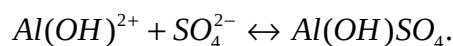


Figura 12.6. Intercambio de Iones sulfatos por iones OH en óxidos de Fe.

El segundo mecanismo es la formación de complejos con hidroxialuminio de la forma siguiente:



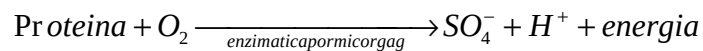
En los sistemas de óxidos la adsorción aumenta conforme baja el pH, ya que con valores altos de pH los iones OH^- tienden a reemplazar los iones de SO_4^{2-} .

La absorción del azufre disminuye con la fijación de P_2O_5 ya que el ion H_2PO_4^- reemplaza iones de SO_4^{2-} (esto tiene lugar en la capa arable y puede ocasionar movimiento de SO_4^{2-} al interior del suelo donde es adsorbido).

El azufre adsorbido es retenido con menor fuerza por las arcillas que el P_2O_5 fijado.

El azufre orgánico.

Durante el proceso de descomposición de los residuos orgánicos, el azufre que es un constituyente de algunas proteínas es oxidado por bacterias de acuerdo a la siguiente ecuación.



Esto sucede en suelos de buen drenaje, en suelos con drenaje deficiente se reducen a sulfuros. También puede producirse un mercaptano que puede ser producido por muchos microorganismos a partir de las proteínas que contiene azufre y este es oxidado a SO_4^{2-} si el aporte de O_2 es adecuado, también existen microorganismos que pueden reducir los SO_4^{2-} a S^{2-} cuando no hay buen aporte de O_2 , en los suelos ácidos o alcalinos algunas especies de bacterias autotróficas del grupo *Thiobacillus* oxidan el azufre elemental (que se añade) y lo llevan a SO_4^{2-} .

El azufre mineral.

Se encuentra en minerales que no son formadores de rocas y de suelos como son la pirita y la calcopirita. Aparece en los minerales secundarios llamados: anhidrita (CaSO_4) y el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y en yacimiento de azufre elemental.

Necesidades de azufre de los cultivos tropicales.

Las concentraciones de azufre en los tejidos de las plantas oscilan de 0,1 a 0,3%. Las leguminosas de grano, las de pastoreo y el algodón son muy sencillas a la deficiencia de azufre, con dosis de 10 a 40 kg / ha son suficientes para eliminar deficiencias de azufre.

En muchos suelos los fertilizantes $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ y SFS pueden corregir pequeños deficiencias de azufre. Cuando se aplica urea y SP Triple se necesitan aplicaciones directas de azufre.

Suelos que presentan deficiencias de azufre.

Se encuentran fundamentalmente en los Trópicos:

Alíticos, Ferralíticos y Ferríticos, suelos evolucionados..

Suelos recientemente desarrollados a partir de cenizas volcánicas.

En suelos arenosos.

En sabanas expuestas a quemadas anuales.

Restitución de Azufre en los suelos.

La restitución de azufre en los suelos, se puede lograr con:

1. Aplicaciones de materia orgánica.
2. Con el agua de lluvia y nieve, lo que está estrechamente relacionado con zonas contaminadas debido a la industrialización.
3. Con abonos comerciales como SFS y $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$.
4. Con el uso de S_2O del aire por las hojas de las plantas y los microorganismos del suelo.
5. Se puede aplicar azufre para disminuir la alcalinidad y para evitar algunas enfermedades como es el caso de la sarna de la papa.
6. Como fertilizantes directos se puede usar: yeso ($\text{Ca}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); K_2SO_4 y MgSO_4 (estos últimos sirven también para cubrir necesidades de K y Mg).

Las relaciones intercатиónicas.

Debe de existir una relación adecuada entre los cationes que existen en la disolución del suelo para que no se produzcan sinergismos y antagonismos entre ellos. A continuación se ofrecen las relaciones más idóneas.

1. Relaciones adecuadas de los cationes cambiabiles en %.

	H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
En % de CCC	20	60	12	6	2
En % de CCB	-	75	15	7	3

2. Niveles mas adecuados de K⁺ y Mg²⁺ en % de CCC.

K ⁺	Mg ²⁺	calificación
2%	5%	Mínimo
10%	40%	Máximo

4. Evaluaciones de las relaciones intercationicas:

Ca ²⁺ / Mg ²⁺	Ca ²⁺ / Mg ²⁺ +K ⁺	K ⁺ / Mg ²⁺	K ⁺ / Ca ²⁺	Calificación
<2	<2	<0,1	-	Bajo
2 - 6	2 - 6	0,1 - 0,6	≤0,3	Adecuado
6 - 10	>6	>0,6		Alto
>10	-	-	≥0,3	Muy alto

Ca²⁺ / Mg²⁺ < 2 Indica exceso de Mg²⁺ .Es grave si la relación es 1:1

>10 Deficiencias de Mg.²⁺. Comparación con valores absolutos.

K⁺ / Mg²⁺ <0,1 Puede ser deficiencias de K⁺ o exceso de Mg²⁺ comparar con valores absolutos.

>0,6 Puede ser exceso de K⁺ deficiencia de Mg²⁺ comparar con valores absolutos.

K⁺ / Ca²⁺ >0,3 Puede ser exceso de K⁺ o deficiencia de Ca²⁺ o ambas cosas.

Comparar con los valores absolutos.

$Mg^{2+} / H^+ < 0,3$ Puede mostrar deficiencias de Mg^{2+} o puede ser muy ácido. Necesario comparar con valores absolutos.

$Ca^{2+} / H^+ 1,0 - 2,25$ Valores óptimos.

$Ca^{2+} / K^+ 1,0 - 13,5$ Valores óptimos.

5. Proporción de cationes cambiables.

$$PCC = \frac{Ca^{2+}}{3,75(Mg^{2+} + Na^+)} \quad \text{Optimo} = 0,05 - 1,0$$

No optimo = 1,0 - 2,0

6. Apreciación del Mg^{2+} intercambiable.

Meq/100g	ppm	apreciación
<0,2	<30	Bajo
0,2 - 0,5	30 - 60	Mediano
>0,5	>60	Alto

7. Niveles de base de cambio Cmol / Kg de suelos).

catión	Muy bajo	bajo	normal	Alto	Muy alto
Ca ²⁺	< 3,50	3,5 – 10,0	10,0 – 20,0	20 – 30	>30
Mg ²⁺	<0,61	0,61 – 251	2,51 – 5,0	5 – 7,50	>7,51
Na ⁺	-	-	<2,01	2,01 – 4,51	>4,51

8. Evaluación del Ca²⁺ en % de CCC.

Illitas,Caolinita	Montmorillon.	Calificación
<30	<70	Bajo
30 - 55	70 - 80	Medianamente bajo
55 - 80	80 - 90	Medianamente alto
>80	>90	Alto

9. Interpretación del Ca²⁺ intercambiable en me/100g.

Alto >10 Bajo <4

10. Interpretación del Mg²⁺ intercambiable. (me / 100g de suelo).

Alto >4 Bajo < 0,5

Deficiencia de Mg²⁺ mas probable en suelos arenas y suelos ácidos. Si el Ca²⁺ es alto, el Mg²⁺ es menos asimilable por las plantas.

11. Interpretación del Azufre.

<u>Azufre. medido</u>	<u>Niveles de S aprox.</u>	<u>Efectos.</u>
Azufre total	<200 ppm	Probable deficiencia
Azufre asimilable	<3 ppm	Probable deficiencia
Azufre asimilable	>30 me.L ⁻¹	Exceso (en extracto saturado)
Azufre extractable	6 - 12 ppm	Límite por encima de las

Respuesta esperada (varios métodos)

12. Interpretación general del yeso medido.

Yeso % peso

Suelo seco.

Efectos

<2 Favorable el crecimiento de cultivos.

2.25 Pequeño o no adverso los efectos si están en forma de polvo.

>25 Puede causar reducciones sustanciales en los cultivos.

Contenido de yeso = $\text{me} / 100\text{g de suelo} \times 0,086$ (%de suelo seco)

Una solución saturada de yeso contiene:

Cerca de 240 g.L^{-1} de $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ a 25°C .

$2,2 \text{ mScm}^{-1}$ de C.E (microsiemen)

0,09 % de S.

Fórmula para determinar cationes cambiabiles por el método del acetato de amonio.

$\text{Me} / 100\text{g} (\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{K}^+) = \text{me} / 100 \times \text{fd}$

(en el suelo)

curva

$$\text{fd} = \frac{\text{vol.solc.extractiva}}{\text{peso de suelo seco}} \cdot \frac{\text{vol.final}}{\text{vol.alicuota}}$$

Nota: El factor de dilución (fd) esta en función del peso de suelo usado, volumen de solución extractiva utilizada y dilución en caso de ser necesario.

Capítulo No 13. Los oligoelementos o microelementos.

Dr. Nelson J. Martín Alonso

MSc. Carmen Alonso Martín

Importancia.

Es importante la presencia de los microelementos ya que se encuentran en sistemas que controlan el funcionamiento de las plantas y no forman parte de tejidos estructurales y protoplasmáticos.

Se les ha denominado elementos trazas, elementos menores, oligoelementos ya que se requiere en pequeñas cantidades, se absorben en forma catiónica: Fe, Mn, Zn, Cu, Co, y en forma aniónica: B, Mo y Cl.

La acción positiva de los microelementos esta condicionada por el hecho de que ellos participen en:

- Los procesos de oxidación - reducción.
- En el metabolismo de carbohidratos y del nitrógeno.
- Elevan la resistencia de las plantas a las enfermedades y a las desfavorables condiciones del ambiente exterior.
- Aumenta el contenido de clorofila en las hojas
- Mejora la fotosíntesis.
- Refuerza la actividad asimilativa de toda la planta
- Forman los centros activos de las enzimas y vitaminas.

Uno de los criterios para conocer el grado de abastecimiento de las plantas con micro elementos es el contenido en el suelo. La más importante no es la cantidad total (global) sino la presencia de sus formas móviles que determinan su accesibilidad a las plantas. El contenido de la forma móvil constituye con mayor frecuencia para Cu, Mo, Co, Zn de un 10 - 15% del contenido global y para el B (2 - 4%).

Los principales factores que influyen en sus reservas, movilidad y absorción son: condiciones edáficas (roca madre, pH, oxidación, reducción) vegetación y actividad microbiológica del suelo

Funciones en las enzimas:

1. El micro elemento forma el grupo prostético de la enzima. Figura 13.1.

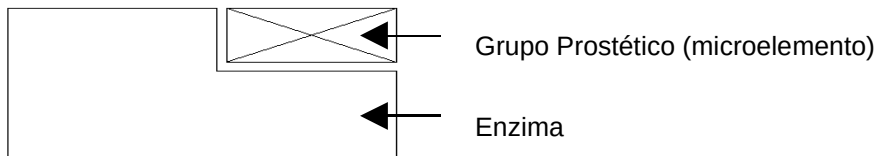


Figura 13.1. Microelemento formando parte de la enzima. Tomado de Balbín María Irene y Valdés C. R. (1984).

2. El oligoelemento forma parte de un grupo prostético complejo, por ejemplo una vitamina. Figura 13.2

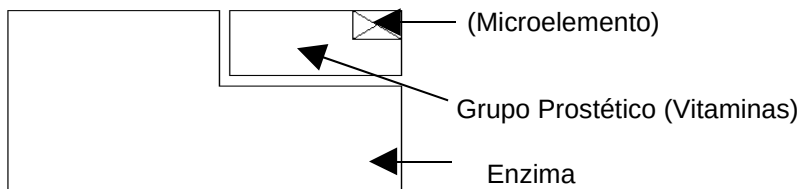


Figura 13.2 Microelemento formando parte de un grupo protético complejo. Tomado de Balbín, María Irene y Valdés C. R. (1984).

3. El micro elemento tiene una función integradora. Forma parte del resto de la enzima pero no del grupo prostético. La base de la enzima es generalmente una proteína y el micro elemento es un transportador de electrones. Figura 13.3.

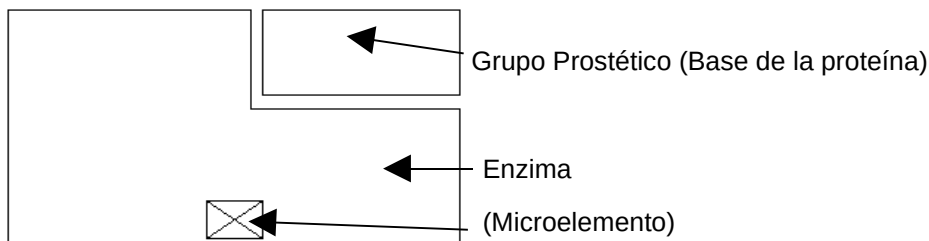


Figura 13.3. El elemento como función integradora. Tomado de Balbín María Irene y Valdés C. R. (1984).

4. El micro elemento es un catalizador, no pertenece a la enzima, sino que se une a ella momentáneamente. Figura 13.4

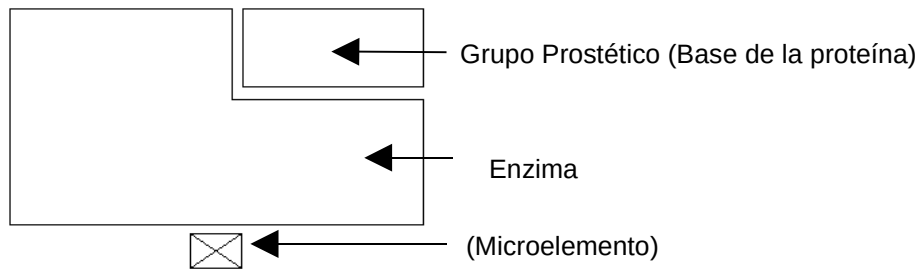


Figura 13.4. Microelemento no perteneciente a la enzima. Tomado de Balbín María Irene y Valdés C. R. (1984).

Las enzimas son catalizadores biológicos, cuya participación es absolutamente necesaria para que transcurran todas las reacciones bioquímicas relacionadas con la síntesis, desintegración y el metabolismo de las sustancias con el organismo vivo.

Las enzimas participan en procesos de importancia actual como son: la respiración, la fotosíntesis, la síntesis y degradación de las proteínas y los carbohidratos.

Tabla No 13.1. Enzima y procesos enzimáticos activados por microelementos. Tomado de Cuesta, D. A. (1995).

Grupos de enzimas	Nombre de las enzimas	Micro elementos que participan	Procesos fisiológicos que son catalizados
Hidrolasas	Fosfomonoesterasa Arginasa Prolidasa Aminopectidasa Adenosintrifosfatasa Carboxipeptidasa Pirofosfatasa Lecitinasa Fosfatasa Glicin-glicil-dipeptidasa	Mn Mn, Co Mn Mn Zn Zn Zn, Co Co Co	Respiración y fermentación. Desintegración y síntesis de proteínas, péptido monosacáridos, polisacáridos, almidón, pectina, y esterres compuestos en el metabolismo.
Transferasas	Fosfatasa alcalina	Zn	Traslación de energía en la síntesis de proteínas y

			carbohidratos
Enzimas oxidativas-reductoras	Xantinoxidasa Hidrogenasa Nitrato reductasa Nitrato reductasa Hidroxilamina reductasa Polifenoloxidasa Polifenoloxidasa	Mo Mo Mo Mn Mn Mn Cu	Fosforilación fotosintética, reducción de los nitratos, síntesis de aminoácidos, respiración, etc.
Enzima de la desintegración carboxilación y condensación	Carbonanhidrasa Enolasa Aldolasa Carboxilasa Fosfoglucomutasa	Zn Zn, Mn Zn, Co Mn, Ca, Zn, Co Mn, Co	Fermentación alcohólica, metabolismos, fotosíntesis, integración del CO ₂ a las moléculas orgánicas.

Todos estos procesos están interrelacionados entre si .Si se perturba el funcionamiento normal de uno de estos eslabones, esto influye sobre la actividad vital de todo el organismo. La deficiencia o el exceso provoca enfermedad e incluso hasta la muerte.

Papel individual de cada microelemento:

Hierro: Fe⁺², Fe (OH)₂⁺, Fe (OH)²⁺, Fe³⁺.

- ✓ Se le denomina supermicroelemento. Es un catalizador en la formación de la clorofila.
- ✓ Se encuentra en las enzimas relacionadas con la respiración y otros sistemas oxidantes como: Citocromos B y C, la catalasa, la peroxidasa, la hidrogenasa, la xantina - oxidasa y la aldehído - oxidasa.
- ✓ Se encuentra también en los nitritos e hiponitrito - reductasa (reducción de

NO₃⁻ a NH₄⁺.

Tiene una influencia decisiva en la fijación simbiótica del N ya que en los bacteroides forman la Legohemoglobina que determina que ocurra la simbiosis (el nódulo toma color rosado). No es móvil en la planta.

Generalmente las plantas lo absorben en su forma ferrosa (Fe^{2+}), aunque también pueden usarla en su forma ferrica (Fe^{3+}) e inclusive bajo la forma de compuestos complejos de hierro denominados quelatos asperjados sobre las hojas o en soluciones de FeSO_4 aplicado al suelo o la planta. Interviene en los procesos de oxidación-reducción de la planta

Deficiencias:

Se presenta en las hojas jóvenes por su pobre traslocación. Las hojas presentan clorosis internerval, La clorosis internerval se presenta en los cítricos, soya, frijoles, hortalizas y plantas ornamentales.

En el maíz y el sorgo se presenta la deficiencia como rayas cloróticas paralelas a la vena principal. Los árboles frutales que con mayor frecuencia carecen de hierro son: manzano, peral, cítricos, vid.

Los cultivos sensibles: col, papa, tomate y maíz.

Las hojas jóvenes son cloróticas pero no presentan manchas necróticas, las nerviosidades se conservan la necrosis en puntos y en los bordes de las hojas, el tallo se presenta delgado y corto, las raíces cortas con abundantes raicillas laterales de color castaño.

En el suelo:

En el suelo generalmente oscila entre el 1 y el 5 %, en los suelos rojos puede llegar al 10 - 11%, los de textura arenosa son muy pobres y es menor al 1 %.

Las cosechas extraen de 1 a 10 Kg. por hectárea, muchas veces puede encontrarse en forma no asimilable para las plantas, en suelos con pH mayor de 7,5 ya que el Ca^{2+} bloquea al hierro, cuando abundan Mg, Zn Ni y otros metales pesados las plantas absorben deficientemente el hierro, en general es absorbido en muy pequeñas cantidades.

En un suelo con alto contenido de P_2O_5 disminuye la solubilidad del Fe, pero cuando hay alto contenido de K^+ aumenta el poder asimilativo y la transmisión de Fe en las plantas.

El Fe es aportado al suelo por: Óxidos: Hematita (Fe_2O_3), Hidróxidos: Limonita $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, Sulfuros, Silicatos y por vía orgánica

Fertilización: No debe aplicarse al suelo porque se fija. Lo mejor es asperjar con sales de sulfato ferroso ($\text{Fe}_2\text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) en solo 0,5 - 5% y se debe repetir varias veces al cultivo ya que el Fe no es móvil. Mn)

Manganeso: Mn^{2+} .

El manganeso que existe en los suelos proviene de las rocas y minerales que le dan origen, principalmente de la pirolusita (MnO_2), redonita (SiO_3), redocrosita (MnCO_3), pirolusita amorfa (Mn_3O_4) y la manita (MnO_4).

Los contenidos en los suelos típicos tropicales puede llegar hasta un 10 %, tendiendo a la formación de complejos organicos con la materia orgánica, se encuentra asociado al hierro, un exceso puede crear antagonismo con el hierro, en las reacciones de oxidación – reducción puede actuar como catalizador, los materiales orgánicos no descompuestos, que quedan acumulados pueden ser fuente importante de manganeso para los suelos.

Funciones del Manganeso en las plantas.

Interviene en la formación de la clorofila, tiene también en la planta funciones catalíticas, su función en este sentido es muy importante en el ciclo de Krebs, reduce los nitratos, incrementa el O_2 , aumenta el contenido de algunas vitaminas, en suelos ácidos su presencia puede provocar toxicidad en algunas plantas, la falta de Mn puede afectar el contenido de vitamina C, su déficit puede causar enfermedades en las plantas y en los animales puede provocar debilidades óseas. También contribuye al aumento del azúcar, activa la transformación de diácidos y triácidos catiónicos que se forman en la respiración, ayuda en el crecimiento de las células, favorece el movimiento del P_2O_5 en las plantas y ayuda a la retención del agua en los tejidos.

Síntomas de deficiencias en las plantas.

Aparece la clorosis en las hojas jóvenes, en las gramíneas en forma de manchas de color gris, en otras plantas cambia el color entre las nervaduras (amarillo, rojizo, verde pálido, blancas) y puede inhibir la fructificación.

Fertilización.

Puede ser aplicado en forma de MnSO_4 en bandas, cerca de las plantas, sus formas quelatadas y productos de las industrias de manganeso se utilizan con buenos resultados. Es posible utilizar el MnSO_4 para pelitizar semillas. El manganeso es un producto costoso lo que obliga a utilizarse con dosis precisas.

El cobre: Cu^{2+} , $\text{Cu}(\text{OH})^+$

El cobre que aparece en los suelos, fundamentalmente procede de las rocas y minerales, sus contenidos varían entre 2 – 100 mg.kg^{-1} de suelo.

Entre los minerales que poseen cobre tenemos los siguientes: Bornita ($\text{Cu}_5 \text{FeS}_4$), Cuprita (Cu_2O), Malaquita ($\text{Cu}_2 (\text{OH})_2 \text{CO}_3$), Azurita ($\text{Cu}_3 (\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$), Atacamita $\text{CuCl}_2.3\text{Cu} (\text{OH})_2$.

Funciones en la plantas

Es esencial en los sistemas enzimáticos, formación de proteínas, interviene en el metabolismo del nitrógeno y en su fijación, evita el encamado, su presencia en la planta la hace más resistente a la sequía, heladas, calor y enfermedades, retrasa la vejez en las plantas.

Síntomas de deficiencias.

Hojas jóvenes de color amarillento, marchitez en las plantas, retiene la floración, pérdida de la turgencia, en frutales su falta produce gomosis en las cortezas.

Fertilización.

Se usan en calidad de fertilizantes:

1. $\text{CuSO}_4.5\text{H}_2\text{O}$, con 25,2 % de Cu. Dosis de 28 – 50 kg / Ha.
2. CuO con 75 % de Cu, dosis de 20 – 28 kg / Ha.

3. Aleación de: 73 % de Cu, 43 % de Zn y pequeños contenidos de Ni, Fe y Al en suelos pobres en Cu.
4. En el caso particular de asperjar papa con el Caldo Bórdeles en dosis de 1 a 4 kg / ha contra la phytophthora, se elimina la necesidad de fertilizar con Cu
5. En pastos se puede aplicar 5 – 6 kg / ha de CuSO_4 , lo que satisface de 2 a 3 años la necesidad de Cu por los pastos.
6. Fosfato cuproamónico. Es una sal azul que contiene 30 % de cobre metálico.
7. También quelato de Cu del tipo EDTA.
8. Escoria de Piritita (tiene de 0,2 a 0,3 % de Cu). Para la pulverización de la semillas se puede utilizar una dosis de 50 a 100 g de CuSO_4 x 50 kg de semillas.

Tabla No 13.2. Contenido de cobre en algunas plantas. Tomado de Davis, B. E. Jones L. H. (1992).

Plantas	Suelos ácidos		Suelos neutros	
	Cosecha (kg / ha)	Contenido Cu (mg / kg)	Cosecha (kg / ha)	Cant. Cu (mg / kg)
Verza y heno	20	12,2	12,5	4,7
Papas: tubérculos	135	6,0	-	-
hojas	250	18,0		
Remolacha azucarera raíces	271	6,4	140	6,5
hojas	225	8,4	50	6,9

Tabla No. 13. 3 Fertilizantes que poseen Cu²⁺. Tomado de Davis, B. E. Jones L. H. (1992).

Abonos	Contenido de Cu hidrosoluble (%)	Cu (%)
Caporrosa Azul (CuSO ₄ .5H ₂ O)	92,0 – 98,0	23,0 – 24,9
Polvo con CuSO ₄	14,0 – 16,0	5,6 – 6,0
Escorias Piriticas	K ₂ O = 58,0 – 59,2	0,25

El Zinc: Zn²⁺ : Zn (OH

En los suelos el zinc se encuentra en las primera profundidades en cantidades que oscilan entre 10 y 300 mg.kg⁻¹ de suelo, fundamentalmente proviene de la mineralización de los residuos orgánicos.

Funciones en la planta.

Captura el Co₂ dentro de la planta, forma parte de la fosfatasa, deshidrogenada, alcohol, actúa en la respiración, síntesis de proteínas, en la oxidación-reducción de las células, participa en el desarrollo de ovulos y embriones, en la formación de vitamina C, ácido ascórbico y nicotínico.

Síntomas de deficiencias en las plantas.

Hojas jóvenes moteadas y necróticas, detiene el crecimiento, hojas enrolladas en los bordes, alta concentración de fósforo inorgánico en las plantas. Se inhibe la división de las células, se perturban los merístemos, disminuye el tamaño de los cloroplastos, en los frutales no se desarrolla el follaje, disminuye el tamaño de los frutos, hojas jóvenes cloróticas, bandas blancas en las hojas.

Fertilización con Zinc.

Se puede aplicar al suelo, se asperja o se inyecta a las hojas, tallos y ramas.

Se utilizan: Sulfato de Zinc, ($\text{ZnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), quelato de Zinc (ZnO), fosfato de Zinc. $\text{Zn}_3(\text{PO}_4)_2$ y carbonato de Zinc (ZnCO_3), Gránulos y fritas de Zinc, $\text{Zn} - \text{EDTA}$, $\text{Na}_2 \text{Zn} - \text{EDTA}$, fosfatos de zinc, zinc amónico (granulado con 33,5 % de Zn).

En frutales normalmente se asperja.

Tabla No 13.4. Extracción de Zn^{2+} por algunos cultivos. Tomado de Wild, A. Y Jones, H. P. (1992).

Cultivos	Órgano de la planta	Rendimiento en t / ha	Dosis de Zn en g / ha
Sorgo	Semillas	18	159
	Pajas	26	-
Alfalfa	Heno	30	75
Girasol	Semillas	12	174
	Tallos y Hojas	44	-

El Cobalto.

Es muy escaso en el suelo, aparece en minerales como: Cobaltina (AsSCo), cobalto calcita ($\text{CaCo}_3 \cdot \text{CoCO}$) y cobalto menita ($\text{SeO}_2 (\text{CuCo}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Anualmente el cobalto es más abundante en suelos que se forman a partir de rocas ígneas básicas y ultrabásicas.

Funciones en la planta

Se encuentra en los nódulos activos de las leguminosas, órganos generativos (polen), acelera la germinación, forma la vitamina B₁₂, en los procesos de oxidación – reducción, participa en la dilatación de la membrana celular, ayuda a las bacterias nodulares, influye en el contenido de clorofilas.

Síntomas de deficiencias.

Afecta la fijación del nitrógeno atmosférico, afecta la calidad del polen, afectando la fecundación, se reduce el tamaño de las plantas, disminuye el color verde. En los animales la no presencia afecta el contenido hemoglobina, afecta la calidad del pelo.

Fertilización con cobalto.

En los suelos se aplica a razón de $200-400 \text{ g.ha}^{-1}$, en los pastos la dosis es de 2 -3 kg de sulfato de cobalto (CoSO_4) por ha, cada 4 o 5 años, puede darse tratamiento a la semilla antes de la siembra con disoluciones de cobalto al 0,01 – 0,1 % (bajas concentraciones).

El Boro:

En los suelos el boro varía de 20 – 200 mg.kg^{-1} de suelo, proviene de la materia orgánica, de la turmalina (silicato de boro, balotita, apareciendo en mayores concentraciones en los suelos salinos).

Funciones del boro en las plantas.

Aumenta la cantidad de flores y frutos, se encuentra en las paredes celulares, participa en la maduración de la semilla, ejerce influencia sobre la síntesis y movimiento de los estimulantes del crecimiento, mejora el metabolismo de los carbohidratos e influye sobre el metabolismo nucleico y proteico, participa en la formación de los órganos reproductores, influye en el equilibrio hídrico de la célula, regula la absorción del agua, es regulador de la relación K/Ca, puede intervenir en el metabolismo del nitrógeno, forma los conductos del floema y el xilema, en las leguminosas abastece el sistema vascular de la raíz.

Síntomas de deficiencias:

Sus deficiencias se observan en las hojas jóvenes, es poco traslocable, clorosis en hojas jóvenes, atrofia en el punto de crecimiento del tallo, aparición de zonas necróticas en frutales, frutos pequeños, epidermis gruesa y rugosa, afecta el crecimiento.

Exceso de boro en la planta.

Causa toxicidad, necrosis progresiva, las hojas parecen quemadas, puede ser antagonico con otros elementos.

Fertilización con boro.

El mas usado de todos es el Bórax ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), también se usa el borato de calcio, yeso bórico, superfosfato boronizado (0,15 – 0,25 %) y boronitrato de calcio y ácido bórico comercial.

Tabla No 13.5 Extracción de Boro por diferentes cultivos. Tomado de Universidad de Granada (2002).

Cultivos	Contenido medio de boro en mgx kg de materia seca	Rendimiento de la cosecha en q x ha	Cantidad de boro en la cosecha (g x ha)	
			En los distintos órganos	Total
Gramíneas (semillas)	4,7	12,5 - 25	6 - 12	21 - 42
(pajas)	8,5	18 - 36	15 - 30	
Lino (semillas)	22,6	3,5 - 7	8 - 16	47 - 34
(pajas)	19,7	20 - 40	39 - 78	
Papa (tubérculos)	10,7	150 - 300	40 - 80	70 - 140
Tallos y hojas	20,1	75 - 150	30 - 60	
Trébol (heno)	20,6	20 - 40	-	4 - 82

El Molibdeno (ultramicroelemento).

En los suelos la forma en que se encuentra son:

Entre los enrejados de los minerales (no accesible a las plantas), retenidos en los coloides en forma de anion (MoO_2), en la materia organica del suelo aparece formando sales de : molibdato de calcio, magnesio y potasio, en los suelos acidos puede formar compuestos poco solubles con el aluminio, hierro y manganeso, en medio alcalino forma el molibdato de sodio, que es soluble.

Funciones en las plantas:

Se acumula en los organos jóvenes de crecimiento, se concentra mas en hojas que en tallos y raices, reduce los nitratos, nitritos e hidroxilamina, participa en la oxidación-

reduccion, en la biosíntesis de acidos nucleicos, fotosíntesis, respiración, síntesis de pigmentos, vitaminas, proteínas.

Deficiencias del Molibdeno en las plantas:

Se detiene el crecimiento, no se desarrollan los nódulos en las leguminosas, las plantas se vuelven pardas verdosas, los limbos se deforman y envejecen prematuramente, vulnera el metabolismo del nitrógeno acumulando NO_3 en los tejidos.

Exceso de Molibdeno en plantas:

Si se acumula puede afectar la salud del hombre y los animales, si se consume las plantas puede provocar gota endémica.

Fertilización con Molibdeno:

En leguminosa de grano aplicar alrededor de 20Kg/ha en las hileras junto a las plantas, tratamiento en semillas antes de la siembra se puede aplicar por avión en el momento de la floración.

El Cloro.

Este microelemento en el suelo en estado soluble y con alta concentración eleva la presión osmótica, los minerales que proporcionan el cloro en los suelos son: Halita o sal gema (NaCl), silvinita (KCl).

Funciones del cloro en las plantas.

Sus funciones en las plantas no están claramente definidas, sus deficiencias son:

Disminuye el crecimiento radical, marchitez y necrosis.

Sus excesos son más frecuentes que las deficiencias.

Afecta calidad de las hojas, principalmente en el tabaco, la calidad de las fibras en plantas textiles, aumenta la acidez del jugo celular, deprime la calidad enzimática, disminuye contenido de azúcar en los frutos, disminuye la cantidad de clorofila, aumenta la absorción de calcio, disminuye la del fósforo, adelanta la maduración en general.

Otros elementos encontrados en diversos tipos de plantas, pero no se consideran esenciales son:

Litio, berilio, aluminio, silicio, titanio, vanadio, cromo, níquel, galio, arsénico, selenio, bromo, plata, estaño, yodo, bario, mercurio, oro, mercurio y plomo. Los más estudiados en vegetales son: sodio, níquel, silicio y aluminio, se conocen como elementos útiles.

Micronutrientes esenciales para los animales se consideran:

Cobalto, cromo, cobre, fluor, sodio, hierro, manganeso, molibdeno, níquel, silicio, selenio, estaño, vanadio y zinc.

Silicio (SiO_2)

- El silicio está muy difundido en la parte sólida del planeta en forma de SiO_2 ocupa el 55 % de la corteza terrestre.
- En las plantas ocupa 4to. lugar después del N, Ca y K. En las gramíneas ocupa un contenido de 50 – 70 % de su peso seco.
- Se acumula principalmente en los órganos vegetativos, escasos en frutos y semillas,
- En tallos y hojas de gramíneas están de 1,3 a 3,6 %.
- Las semillas de gramíneas y leguminosas de 0,01 a 0,08 %.
- Los tubérculos de papas y raíces de remolachas de 0,01 a 0,03 %
- Aumenta la solubilidad de los fosfatos en el suelo y su mayor nutrición por las plantas.
- El contenido en las plantas es bastante alto (0,01 a 4 %) del peso seco los vegetales necesitan para su desarrollo normal dosis escasas, en proporción como un microelemento
- Se beneficia con SiO_2 el girasol, cebada y la hierba de los pastos
- Da rigidez y resistencia a los tallos de las plantas herbáceas, protegiendo del encamado al trigo y al arroz.

- Influye en la fertilidad de los suelos , ya que determina el tipo de arcilla. Los suelos mas fértiles son los que tienen mayor % de SiO_2 como son los montmorilloníticos .
- En suelos ácidos actúa como un neutralizante
- En las plantas el SiO_2 no forma parte de los compuestos orgánicos.
- En el cultivo del arroz al aplicársele SiO_2 se incrementaran los rendimientos debido a: Hábito mas erecto de las hojas, mayor tolerancia a insectos y enfermedades, menor absorción de hierro y manganeso, aumento en el poder de oxidación en las raíces del arroz, aumento de la absorción de fósforo.
- En caña de azúcar se ha fertilizado con SiO_2 dando mayor cantidad de materia seca y de azúcar, tallos de mayor tamaño, mayor alargamiento y mayor número de hojas verdes funcionales y la desaparición del moteamiento foliar.
- Se acostumbra a fertilizar con SiO_2 en suelos Oxisoles y Ultisoles con menos de 1 ppm en la solución del suelo en el cultivo de la caña de azúcar.

Aluminio (Al^{3+})

Constituye el 8,13 % del peso de la corteza terrestre y es después del O_2 el Si el elemento más difundido en la tierra.

El Al forma parte de los octaedro que forman las láminas aluminio - silicatadas de las arcillas, también en las micas y en todos los feldespatos. En los óxidos e hidróxidos forman parte de:

Gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$

Hidrargilita $\text{Al}(\text{OH})_3$

Bohemita y $\text{Al}(\text{OH})_3$

Bayerita $\text{Al}(\text{OH})_3$

Corindón Al_2O_3

Diáspora $\text{AlO}(\text{OH})$

El Al^{3+} intercambiable es el catión predominante en la acidez de los suelos tropicales (mayor que el H^+), que tiende a precipitar a pH de 5,5 a 6,0

El Al^{3+} se retiene muy fuertemente con las cargas negativas de los sistemas de silicatos laminares y de silicatos laminares con revestimiento de óxido. La presencia de aluminio intercambiable en los suelos es causa de toxicidad para las plantas. El que se encuentra por encima de 1 ppm es causa directa de reducción de los rendimientos por la disolución

El contenido de Al^{3+} de las plantas va de mayor a menor, desde la raíz a la hoja. Es absorbido como catión trivalente y al ser tomado por la raíz y los pelos absorbentes se deposita en la raíz disminuyendo su toxicidad.

El crecimiento de distintas especies en suelos ácidos depende de su tolerancia relativa a los niveles de Al. Existen diferencias entre y dentro de especies de cultivos.

Por su sensibilidad se pueden dividir en:

Sensibles: Remolacha azucarera y comestible, alfalfa, algodón, mostaza, cebada, zanahoria y col,

Moderadamente sensible: Tomate, legumbres, girasol, arroz, maíz, frijol, zanahoria, trigo y rábano.

Resistentes: Centeno, papa, maíz y avena. En el trópico los más tolerantes son: Piña, café, caucho y yuca, entre los pastos crecen bien en suelos muy ácidos. La hierba de Guinea (*panicum maximum*) y varias especies de los géneros *Paspalum* y *Brachiaria*.

Mecanismos fisiológicos asociados con la tolerancia o sensibilidad al aluminio

1. Diferencias en morfología de la raíz.

Algunas variedades tolerantes al aluminio mantienen su desarrollo y no sufren daño en sus yemas radicales o laterales en suelos ácidos.

2. Cambios en el pH de la Rizosfera.

Algunas variedades tolerante al Al, aumentan el pH de su medio de crecimiento, mientras que los sensitivos los disminuyen. Es posible que estos cambios sean de una

absorción diferencial de cationes y aniones, de secreción de ácidos orgánicos, dióxido de carbono y bicarbonatos.

3. Traslocación más lenta del aluminio a la parte aérea de la planta:

Algunas especies y variedades tolerantes, acumulan este elemento en las raíces, pero la trasladan a la parte aérea más lentamente que las variedades sensitivas. Sin embargo, varias especies de árboles y helechos adoptados a condiciones de acidez acumulan grandes cantidades de Al^{3+} en sus partes aéreas.

4. En variedades tolerantes el Al de las raíces no impide la absorción y traslocación del Ca, Mg y K.

Si se impide en variedades sensitivas. La tolerancia al Al^{3+} en soya, trigo, cebada esta relacionada con la absorción y traslocación del Ca, en sorgo con el K y en papas con la traslocación del Mg y el K

5. En ciertas variedades, un alto contenido de silicio, en la planta esta asociado con la tolerancia al aluminio.

6. En las variedades tolerantes no se inhibe la absorción y traslocación del fósforo. También toleran niveles bajos de P. Están relacionados con la habilidad de la planta para trasladar el P. de las raíces al tallo.

7. Se esta acumulando información que indica que uno o varios genes controlan la tolerancia al Al dentro de una especie.

El Al^{3+} tóxico puede ser precipitado por la aplicación de Ca durante el encalado o por los fosfatos solubles durante la fertilización fosfórica.

Hasta el momento no se ha confirmado que sea esencial para el desarrollo de los vegetales.

Los micronutrientes y los animales.

Las principales necesidades para los animales son : Cobalto, cromo, cobre, fluor, iodo, hierro, manganeso, molibdeno, níquel silicio, selenio, estaño, vanadio y zinc.

De estos son también necesarios a los vegetales: Cromo, cobre, hierro, manganeso, molibdeno y zinc son también útiles níquel y silicio.

Analizaremos algunos, nada más de animales: Cromo, iodo, selenio y fluor.

1. Cromo: Cr^{3+}

Es utilizado por los animales para el metabolismo de la glucosa.

- Forma parte del óxido Cromita $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$ o FeCr_2O_4 , que es un mineral de origen ígneo que se encuentra en las rocas ígneas ultrabásicas como los ricos en olivino y serpentina (Peridotita, Crisolita y Serpentinita).
- El Cr se puede acumular junto al Fe (como residuo del proceso de meteorización).
- La forma mas estable en la solución del suelo es Cr. (III) aun en concentraciones muy bajas.
- Las plantas retienen el Cr^{3+} en sus raíces. El Cr^{4+} se reduce desde las raíces (el más fitotóxico) y pasa a las hojas en Cr^{3+} .
- El contenido en la planta es menos de 1 ó 2 $\mu\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$ de materia seca.
- Tanto el Cu como el Ni se encuentran en los suelos cuyos material de origen son las rocas ultrabásicas, aquí las plantas son tolerantes a estos 2 elementos .

2. Yodo: I^{-1} o I_3^{-} ; IO_3^{-}

Forman en tiroides las hormonas tiroxina y en carencia de esta tanto el hombre como los animales padecen de bocio.

- Esta enfermedad se produce cuando en los alimentos falta el yodo, se agrava cuando en algunas plantas se acumulan sustancias bociogénicas, como son las Brassica spp.
- El contenido de Yodo en el suelo es sumamente bajo , varia desde trazas a $80 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$

- El Yodo puede sustituir a los OH^- en micas y en los hidróxidos de fierros
- Los suelos ricos en materia orgánica y de textura arcillosas tienden a retener mas cantidad de Yodo y su adsorción es debido en parte a la materia organica y por la presencia de los óxidos de hierro.
- La adsorción por el óxido de aluminio es importante en la medida en que el pH desciende. A menor pH mayor adsorción.
- En las regiones humedad , de las regiones templadas predomina en la disolución del suelo las formas de I^- ó I_3^- y los IO_3^- en los suelos básicos de las regiones áridas .
- Las plantas adsorben con mayor rapidez los yoduros (I^-) que los yodatos (IO_3^-).
- Se cree que el origen del yodo en los suelos puede derivarse de las sales oceánicas más que de los minerales de la roca formadora. El bocio se presenta más en las zonas alejadas del mar y en las regiones de suelos jóvenes.

Los microelementos y los problemas ambientales:

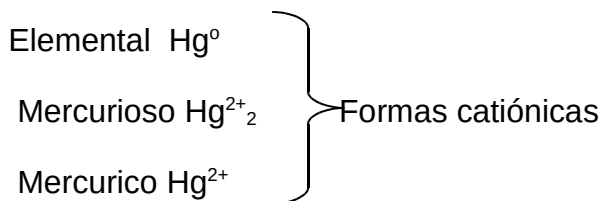
- El exceso de micro nutriente o de estos elementos no esenciales pueden presentarse en cantidades tóxicas para el hombre, los animales y las plantas. En la inmensa mayoría de los países existen regulaciones para el control de los elementos considerados tóxicos. El suelo puede considerarse como un sistema depurado por excelencia en la naturaleza, ya que es capaz de degradar o inmovilizar ciertos contaminantes. Si los suelos son ricos en materia orgánica y poseen textura arcillosas son capaces de retener mayor cantidad de contaminantes (metales, gasolina , fuel oil y plaguicidas) , pero esto es necesario tenerlo presente ante todo por el consumo directo de alimentos provenientes de esta zona .El grado de urbanización y de industrialización es fuente de contaminantes y se tienen todos los micro nutrientes vegetales , todos

los micro nutrientes animales , los micro elementos no esenciales y otros como son el mercurio, arsénico y plomo (Hg., As. y Pb.)

1. Mercurio: Hg^2 ; Hg_2^{2+} ; Hg^{2+} , Hg Cl_3^- , HgCl_4^{2-} , Hg Cl_2 y Hg_2Cl_4

Las sales inorgánicas de mercurio son tóxicas por la toxina metil – mercurio. Los suelos que más se contaminan son los próximos a las instalaciones mineras. Otras fuentes contaminantes son: aguas residuales, plaguicidas, agrícolas y residuos industriales en general. Se pueden presentar en los suelos de los siguientes formas:

Formas catiónicas



Estas formas dependen del potencial redox, el pH y de la presencia de grupos reactivos. El anión que más le acompaña es el cloro y puede encontrarse en forma de : Hg Cl_3^- y Hg Cl_4^{2-} (aniones) y en Hg Cl_2 y $\text{Hg}_2 \text{Cl}_4$ (formas moleculares). En suelos con buen drenajes interno y por ello, con buena capacidad de aeración, los compuestos orgánicos o inorgánicos de Hg se convierten en elemental por:

$$\text{Hg}^{2+} + \text{Hg}^0 \rightleftharpoons$$

Todas estas formas de mercurio pueden se adsorbidas por los óxidos e hidróxidos de hierro y de manganeso y por la materia orgánica. También absorben las formas moleculares Hg Cl_2 y $\text{Hg}_2 \text{Cl}_4$. Concentración del 10 % $\mu\text{g L}^{-1}$ pueden ser fitotóxicas, las plantas lo absorben por vía radical. Este es un metal líquido que se presenta en forma de gotitas y procede de la meteorización del CINABRIO o CINABRITA HgS . Procede de menas de mercurio y dentro de las termas de los volcanes en extinción se pueden observar.

Puede almacenarse en sedimentos fluviales o afluentes industriales arenisca y en pizarra. El Mercurio se utiliza en termómetros, barómetros, espejos, en la fabricación de medicinas, filtros y pinturas para barcos. Por ello, las zonas más peligrosas son las próximas a estas industrias y sus vertederos, hay que examinarlos cuidadosamente.

La contaminación de los suelos

Los suelos se contaminan con estos micro elementos, ya sean esenciales o no por diversas causas : Aprovechamiento minero, procesamiento industrial, en refinerías de petróleo, por utilizar muchos de estos elementos como agentes plaguicidas, por encontrarse en formas secundarias en productos fertilizantes, uso de aguas residuales enriquecidas con estos elementos químicos tóxicos.

Los agentes principales en el traslado de todos estos elementos son: Viento, agua y gravedad.

La dispersión atmosférica ocurre a través de los humo que son emitidos por las industrias, las partículas sólidas que van en esa suspensión tienden a caer en el suelo dependiendo de su tamaño y densidad, pueden ser arrastradas por el agua de lluvia y las emanaciones gaseosas de alguna refinería se queman y siempre se ven ardiendo, siendo esto un contaminante ambiental. Los contaminantes también se arrastran por las aguas de escorrentías y pueden estar en disolución y como suspensión. Tienden a depositarse en zonas mas bajas y pueden ser en las llanuras coluviales y también en las aluviales

Los procesos más importantes naturales que desencadenan estos procesos son: La erosión eólica, erosión hídrica (por escurrimiento y la pluvial) y el transporte debido a la gravedad.

En el mundo contemporáneo tiende a usarse cada vez mas en la agricultura las aguas residuales, la composición química de estas aguas estará en dependencia del tipo de industria y de las aguas urbanísticas.

Los metales como Cr, Fe, Pb, y Hg ofrecen relativamente poco riesgo para las plantas y animales, ya que en el suelo se convierte en formas de bajas solubilidad y asimilabilidad.

En suelos ácidos es fototóxico Mn. El Mo aunque no es fitotóxico, las aplicaciones repetidas pueden originar problemas de salud animal si los suelos poseen pH altos. Los elementos más peligrosos son: Cu Zn Ni Cd, cuando en las aguas residuales poseen,

Cobre Zinc y Níquel, se ha comprobado fitotoxifidad y el Cadmio se puede acumular hasta niveles peligrosos para el hombre.

Los iones, Cobre, Zinc, Níquel y Cadmio son adsorbidos y fijados por las superficies coloidales de todos los suelos, se exceptúan los arenosos, por tanto las plantas lo toman cuando se aplican en las aguas residuales.

Los suelos más descontaminantes de estos elementos son por tanto los que tienen elevada capacidad de adsorción, ricos en materia orgánica y con pH alto en cambio tienen mayor riesgo los suelos ácidos con escaso poder retentivo.

El Cd^{2+} se comporta parecido al Zn^{2+} pero presenta más movilidad en suelos ácidos. El Cd^{2+} es fuertemente adsorbido por la Goethita

En suelos calizos la absorción química controla la concentración de Cd^{2+} debido a su elevada afinidad superficial por el carbonato de calcio. Las plantas generalmente no presentan fototoxicidad por el Cd^{2+} .

En las plantas cultivadas y regadas con aguas residuales que tengan Zinc, Cobre y Níquel, tanto libres como asociados, son responsables de fitotoxicidad que va a depender de la especie cultivada y del suelo.

Se plantea que:

- ◆ el Cu^{2+} para el mismo peso es 2 veces más tóxico que el Zn^{2+}
- ◆ el Ni^{2+} es 8 veces más fitotóxico que el Zn^{2+}

Para determinar la máxima cantidad de Lodo residual que puede aplicarse sin riesgo, siempre que el pH del suelo sea menor del 6,5 se utiliza lo que se llama equivalente de Zn^{2+} que se fundamenta en el principio anterior.

Para minimizar riesgos para la salud es mejor cultivar cereales que especies hortícolas (que se aprovechen sus hojas) ya que todos estos metales tienden a concentrarse menos en los frutos y las semillas que en las hojas.

Otra medida es subir pH con el encalado para reducir solubilidad y absorción de metales pesados y otra medida es sembrar cultivos resistentes o tolerantes a estos metales.

Relaciones hojas / granos en el cultivo del maíz.

Para Pb 20: 1	Cr y Hg	} 10: 1
Cd 10: 1	Cu y Ni	

Capítulo No 14. Fertilizantes y fertilización sustentable.

Dra. Concepción Dolores Heredia Altunaga

Introducción

La utilización actualmente de fertilizantes minerales como factores de rendimiento en ciertas áreas prioritarias de Cuba, como son las dedicadas a los cultivos de papa, tabaco y cítricos, por citar sólo tres de los de mayor importancia económica y alimentaria, es una necesidad. La clave está, en que el uso adecuado de fertilizantes propicie en la práctica, la existencia de agroecosistemas sustentables donde, según expresa Piamonte (1995) mantengan la capacidad de autorregulación (homeostasis) que significa: “regulación de la interacción de sus componentes”. En este sentido este autor hace referencia a la diversidad que caracteriza a un agroecosistema sano, donde la sustentabilidad tiene que ver con la capacidad de mantenerse y que debe ser aplicada siempre a un sistema concreto de desarrollo ambiental, económico y social.

Es por ello que en este capítulo abordaremos el uso de los fertilizantes minerales desde la óptica de su uso y manejo, orientados a que los mismos satisfagan las exigencias actuales de protección y conservación del más preciado de los recursos: el suelo.

Auge de los fertilizantes minerales y la revolución verde.

Mantener la fertilidad natural del suelo a un adecuado nivel para alcanzar una determinada respuesta productiva de los cultivos, requiere la reposición, tanto de los nutrientes extraídos por las cosechas, como de aquellos que se pierden por diferentes vías en el sistema suelo - planta (exportación, inmovilización, volatilización, lixiviación, lavado, etc.). Esta “reposición” debe tener igual magnitud que las pérdidas y son requeridas según el grado de intensificación de la explotación a que esté sometido el suelo de tal forma que no sea afectado.

Se ha constatado desde la pasada centuria, que la fertilización es un importante factor de producción en la agricultura, considerándose por numerosos autores, que al menos el 50 % de ésta, depende de la utilización de los fertilizantes, según preconiza el modelo industrial defendido por la revolución verde. Sin embargo, hoy, ya adentrados

en el siglo XXI, se ha demostrado que el manejo inadecuado de los fertilizantes minerales, ha contribuido al deterioro de los suelos y el medioambiente.

Todo ello ha generado una crisis incontrolable de dos grandes dimensiones: Una socioeconómica y la otra medioambiental. Las empresas productoras de insumos agropecuarios, los terratenientes ricos y sus gobiernos, se hicieron cada vez más ricos, mientras que el campesinado, que siempre ha sido mayoritario, se hizo más pobre y arruinado, fue abandonando paulatinamente el campo, dando inicio a una dramática e incontenible emigración hacia las ciudades, con lo cual se incrementó la población urbana en todo el globo terráqueo y seguirá en incremento en las próximas décadas, tal como aparece en la Tabla No 14.1.

Ello ahondó aun más la crisis y se multiplicó el hambre. Datos de la Organización Mundial para la Alimentación (FAO) dan cuenta que entre 1996 a 1998, existían 826 millones de personas subnutridas, de las cuales 792 millones se encontraban en el mundo en desarrollo y 34 millones vivían en países desarrollados.

Tabla No 14.1. Porcentaje de proyecciones de la población urbana por regiones.Tomado de la FAO (1999).

.REGION	1970 %	1990 %	2000 %	2010 %	2020 %
África	23	34	41	47	54
Asia (*)	20	33	41	49	56
Latinoamérica	57	72	76	80	83
Cuba	61	74	75	76	77
P. Industrializados	67	73	75	78	81
Mundo	37	45	51	--	--

Los efectos negativos directos e indirectos sobre el medioambiente han llegado a nuestros días y son cada vez más agudos. Dicho en pocas palabras se incrementó la degradación de los suelos por efectos de la compactación, salinización, sodificación, erosión, entre otros, así como la contaminación de las aguas y de la capa de ozono.

Estas realidades despertaron una nueva conciencia en personalidades de prácticamente todas las ramas de la ciencia en el mundo, especialmente de los

ecólogos, productores, organizaciones no gubernamentales y de los gobernantes. Este despertar, que tuvo numerosos enfrentamientos fallidos, desembocó en la reunión de estos dos últimos sectores por mandato de Naciones Unidas en Río de Janeiro, del 3 al 14 de junio de 1992, donde se efectuaron:

La Conferencia sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo (CNUMAD) que al decir de Urbina et al. (1996) reunió al mundo oficial del mundo y al Foro Global Internacional, que reunió a su vez, a las Organizaciones no Gubernamentales (ONG's).

En ambos foros fueron planteadas profunda y críticamente las ideas de la Agricultura Sustentable y de la Sociedad Sustentable como paradigmas frente al consumismo, la depredación y el deterioro ambiental mundial.

La CNUMAD dió lugar a los tres importantes documentos en los que se hace alusión a la agricultura sustentable:

- La Declaración de Río sobre Medio Ambiente y Desarrollo
- La Convención sobre Diversidad Biológica
- La Agenda 21

No es posible abordar en este capítulo el contenido de estos tres importantes documentos, sin embargo es preciso apuntar que la Agenda 21, considerada como el Plan de acción Mundial, firmado en Río, dedica el capítulo 14 titulado "Satisfacer las Necesidades Agrícolas sin Destruir la Tierra", a la Agricultura Sustentable y el Desarrollo Rural. Respecto a la Agricultura Sostenible define, que es tal: cuando es "ecológicamente apropiada, económicamente viable, socialmente justa, culturalmente apropiada y basada en una visión científica "holística" y en uno de sus principios se expresa: "La agricultura sostenible preserva la biodiversidad, mantiene la fertilidad del suelo y la pureza de las aguas, conserva y promueve las cualidades químicas, físicas y biológicas del suelo, recicla los recursos naturales y conserva la energía".

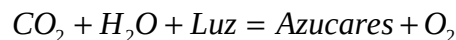
Con esta breve visión de lo que ha significado la revolución verde y como parte de ésta, la utilización de los fertilizantes minerales, muestra la necesidad insoslayable, desde ya, del uso de esos recursos en nuestros campos, de forma, tal que contribuyan a la

obtención de altos rendimientos e incrementar la fertilidad del suelo, sin afectar el entorno.

La fertilización de los cultivos.

El metabolismo fisioplástico, que determina la formación de los productos finales que construye prácticamente el vegetal, como el funcional, que aporta la energía necesaria para la vida de éste, tienen como base la nutrición mineral. Los nutrientes esenciales se encuentran involucrados en todos los procesos de transformación dirigidos por los enzimas o aportan la energía necesaria para que ocurran aquellos y el mismo proceso de la fotosíntesis no tendría lugar, sin la presencia del nitrógeno y el magnesio como componentes de la molécula de clorofila.

Es ampliamente conocido que los vegetales son organismos de nutrición autotrófica, ya que sintetizan su propio alimento (trofos) a partir del carbono atmosférico (CO_2) y de la utilización de la luz solar.



Tomando esta síntesis como punto de partida ocurre una cadena de otras varias que culminan con la proteosíntesis (síntesis de proteínas). Cuando las moléculas de proteínas se rompen (proteólisis) dan lugar a los aminoácidos. En los vegetales, al igual que en otros organismos heterótrofos se producen estos dos fenómenos, que les posibilitan, la reestructuración de las proteínas, produciéndose además nuevas síntesis, que unido a la traslocación de nutrientes, determinan su desarrollo.

Ahora bien, el asunto esencial es que en plantas equilibradas, cuando se desencadena la proteosíntesis, no ocurre la acumulación de sustancias nutritivas, susceptibles de servir de alimentos a los parásitos. En este basamento Francis Chaboussou estableció la teoría de la “Trofobiosis”, la cual sostiene que las defensas orgánicas de los vegetales están determinadas por una nutrición equilibrada, la cual impide la acumulación de sustancias nutritivas (para los heterótrofos = azúcares y aminoácidos libres) en la savia o citoplasma.

Queda claro, que la esencia de una alta productividad de las cosechas, lo cual es garantizado por un óptimo estado fitosanitario, depende de que aquellas puedan gozar de un estado nutrimental óptimo, significa aquí, un status nutrimental equilibrado, que equivale a decir, cumplimiento de la Ley del equilibrio entre los nutrientes disponibles y de las demás condiciones edafoclimáticas presentes en los agroecosistemas. Como se observa las condiciones que deben cumplirse son numerosas y complejas, lo cual aún, en las condiciones de cultivos protegidos, es casi imposible lograrlo en un ciento por ciento.

Por tanto, en las condiciones tropicales resulta imprescindible que los productores posean los más amplios conocimientos sobre los fertilizantes minerales actualmente en el mercado, como premisa para lograr un manejo adecuado de éstos y su utilización combinada con residuos orgánicos, procesados o no; todo esto en el marco del manejo ecológico de suelos y sustratos, la utilización eficiente del policultivo y el riego y el manejo integrado de los enemigos naturales.

Tareas que cumple la fertilización

El empleo de fertilizantes minerales y orgánicos en los sistemas agrícolas debe tener como premisas: 1) El incremento sostenido de la fertilidad del suelo, 2) el aumento de la productividad de las cosechas y 3.) la preservación del medio ambiente. Dichas premisas llevan implícito el criterio económico derivado, tanto de la preservación del recurso suelo como del medio ambiente en el tiempo.

El deterioro cada vez más acentuado de las condiciones ambientales (emisiones de gases contaminantes a la atmósfera circundante, disminución de la calidad del agua freática por empleo inadecuado de fertilizantes solubles y otros agroquímicos, etc.) están afectando de diferentes formas la vida en la tierra y fundamentalmente la salud de hombres, animales y plantas. Por tanto, para lograr el aprovechamiento eficiente de los portadores de nutrientes (fertilizantes), según reclamo de las tres exigencias básicas propuestas, el proceso de fertilización tendrá un carácter sistémico en correspondencia con las exigencias de la agricultura sostenible. Así el sistema de fertilización constará de diversas tareas a desarrollar en diferentes etapas y que tienen

como punto de partida la elaboración del plan, cuya composición aparece en el Cuadro 14.1.

Cuadro 14.1. Requisitos previos y tareas del plan de fertilización

Bases que requiere el sistema de fertilización
1. Informe previo sobre el estado de fertilidad de los campos 2. Mapa detallado de suelos 3. Declaración de los cultivos a fertilizar y superficie que ocupan 4. Cálculo de las cantidades totales de fertilizantes minerales y orgánicos que serán aplicadas, según las dosis correspondientes a cada cultivo. 5. Cálculo económico de los costos generados por el empleo de fertilizantes minerales y orgánicos y ganancias esperadas . 6. Declaración de la época, forma y lugar de aplicación de los fertilizantes. 7. Pronóstico sobre los rendimientos medios esperados 8. Estado de las condiciones físicas del suelo. 9. Capacidad extractiva o de uso de los cultivos.

La fertilización de los campos en la actualidad conforma un sistema apoyado en un grupo de requisitos y tareas que aseguran un empleo más eficiente de fertilizantes y enmiendas. Su planificación adecuada y ordenamiento ha de estar comprendida dentro de las restantes actividades fitotécnicas previstas a desarrollar en la unidad productiva.

Dominar el estado de fertilidad de las áreas, permite tomar decisiones concretas sobre la cuantía de la fertilización, cuando se parte del criterio de que el manejo eficiente de la misma, debe conducir a complementar las necesidades nutrimentales de los cultivos y a mantener la fertilidad de los suelos, puesto que los estudios con isótopos marcados han demostrado desde hace muchos años, que los cultivos durante su desarrollo, extraen nutrientes, tanto, de las reservas acumuladas en el suelo, como de los aportados por los fertilizantes minerales y abonos orgánicos aplicados.

La extracción media de nutrientes por las cosechas en relación con la producción óptima económica, debe estar prevista cuando se genere el plan de fertilización, a fin

de realizar los aportes económicamente necesarios de nutrientes, ya que existen abundantes resultados sobre las necesidades de elementos esenciales de los cultivos económicos (extracción) en relación con sus rendimientos, bajo determinadas condiciones edafoclimáticas, brindando la literatura existente suficiente información al respecto, en todas las regiones del globo. En la Tabla 14.2 se exponen datos de extracciones.

Tabla 14.2. Potencial productivo y extracción de N, P₂O₅ Y K₂O de varias especies. Tomado de Paneque et al. (2004)

CULTIVO	RENDIMIENTO	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	N	P ₂ O ₅	K ₂ O
	t.ha ⁻¹	kg.ha ⁻¹			kg.t ⁻¹		
Aguacate	5 frutos	30	5	50	6	1	10
Alfalfa	8 de heno	215	55	150	27	7	19
Ajo	10 cabezas	100	30	110	10	3	11
Avena	1.5 de grano	83	41	87	55.3	27.3	58
Algodón	0.4 de fibra	84	34	87	210	85	217
Arroz	4.5 t de grano	65	20	75	14.77	4.54	17.04
Boniato	20 tubérculos	70	20	110	3.5	1	5.5
Cebada	3 t de grano	83	29	80	27.7	9.7	26.7
Cebolla	30 bulbos	80	40	120	2.67	1.33	4.00
Cítricos	25 frutos	56	13	78	2.24	0.5	3.1
Caucho	2 de goma	37	15	27	18.5	7.5	13.5
Caña de azúcar	90 tallos	85	60	190	1.30	0.45	2.12
Café	18 cerezas	158	31	200	8.8	1.7	11.1
Café	3 oro	158	31	200	53	10.3	67
Cacao	0.7 crema	14	7	11	20	10	15.7
Frijoles	2 de granos	123	34	91	61.67	17.08	45.42
Girasol	3 granos	114	54	240	38	18	80
Maíz	4.5 granos	128	48	140	29.01	10.91	31.82
Mango	5 frutos	28	1	33	5.5	0.2	6.5
Maní	2 Granos	95	26	63	47.37	13.16	31.58
Sisal – heneq.	1.5 t de fibra	80	18	131	53.33	12.00	87.33
Papa (tardía)	26 tubérculos	103	47	211	4.12	1.88	8.44
Pepino	30 fruto	50	40	80	1.7	1.3	2.7
Pimiento	20 frutos	80	20	160	4	1	8
Plátano	(500 kg) fruto	63	16	207	12.60	3.20	41.40

Piña	40 fruto	110	30	275	2.75	0.75	6.87
Remolacha (azúc)	36 raíces	126	31	190	4.2	1	6.3
Remolacha (for.)	50 raíces	110	60	100	2.2	1.2	2
Higuereta	1.5 frutos	45	18	14	30	12	9.3
Rábanos	20 frutos	110	60	100	5.5	3	5
Sorgo	4 granos	112	44	96	28	11	24
Soya	2 grano	125	29	38	62.50	14.50	19.00
Trigo	3 de granos	71	36	60	23.7	12	20
Tomate	40 fruto	110	30	160	2.75	0.75	4.00
Tabaco	2 de hojas	130	40	240	65.00	20.00	120.00
Yuca	15 raíces	26	22	112	1.71	1.43	7.43
Vid	10 frutos	80	30	100	8	3	10

Además se conocen diversos modelos que facilitan los cálculos del aporte de nutrientes a partir de diferentes índices como son tipo de suelo, cultivo, extracción. Entonces queda claro que para alcanzar un rendimiento máximo, los cultivos necesitan tener disponible, una determinada cantidad de elementos nutrientes asimilables.

Sustancias fertilizantes portadoras de elementos esenciales

Se define a los fertilizantes, como los productos naturales orgánicos o inorgánicos que contienen al menos alguno de los tres elementos principales: nitrógeno, fósforo o potasio, pudiendo contener además, otros elementos nutritivos.

Clasificación de los fertilizantes

- Por su composición:

Simples (Portadores sencillos de un nutriente esencial como NH_4NO_3 , y KCl .)

Compuestos (Poseen más de un elemento esencial)

- Por su origen

Naturales: Minerales (Productos de origen mineral procedentes de yacimientos: Zeolitas, carbonato de calcio, nitrato de chile, roca fosfórica)

Orgánicos (estiércoles, residuos de cosechas, humus, compostas, etc.)

Puede considerarse una tercera clasificación atribuida al estado físico en que pueden presentarse los productos fertilizantes, como sólidos, líquidos y gaseosos.

Generalidades sobre fertilizantes

Antes de adentrarnos en el estudio de las sustancias fertilizantes portadoras de elementos esenciales propiamente dichas, reviste especial importancia conocer algunas propiedades y características generales, comunes a los diferentes tipos de sustancias fertilizantes; lo cual posibilitará una mejor comprensión sobre los mismos.

Los fertilizantes son generalmente clasificados para su estudio, atendiendo a sus características comunes. La forma más general de clasificación está dada por su composición, origen y estado físico, existiendo otro grupo importante de propiedades, también aplicables a todos los abonos.

Fórmula, unidad fertilizante, relleno y acondicionador.

Una fórmula de fertilizante (FF) representa la composición porcentual de los macroelementos primarios, N, P y K y a veces del Mg expresados (excepto para el N) en sus óxidos denominados internacionalmente como unidades nutritivas o fertilizantes (UF) N, P (P_2O_5) y K (K_2O) y que además son expresión en peso de la riqueza de los numerosos productos que se venden hoy en el mercado. Veamos un ejemplo:

La fórmula 8 - 9 - 12, representa en su composición: 8 % de N, 9 % de P_2O_5 y 12 % de K_2O . e igualmente 8 UF de N, 9 UF de P_2O_5 y 12 UF de K_2O .

Lógicamente es fácil comprender que estas UF, representan también medidas de peso, igualmente adoptadas internacionalmente, así entonces:

Una unidad fertilizante de nitrógeno = un kilogramo neto de nitrógeno (N)

Una unidad fertilizante de fósforo = un kilogramo neto de ácido fosfórico (P_2O_5)

Una unidad fertilizante de potasio = un kilogramo neto de potasa (K_2O)

Por tanto, en una tonelada, que tiene 1000 kg y es la unidad básica de producción y comercialización. De la fórmula tomada como ejemplo habrá:

80 kg de N, 90 kg de P_2O_5 y 120 kg de K_2O .

La relación que existe entre la expresión química o UF (óxidos) y el elemento, posibilita calcular las cantidades o riquezas equivalentes o sea el factor de conversión que las relaciona:

Fósforo: $P_2O_5 = P \times 2,3$

Potasio: $K_2O = K \times 1,2$

Calcio: $CaO = Ca \times 1,4$

Magnesio: $MgO = Mg \times 1,7$

En el caso del N, cuando la riqueza de un portador se desea expresar en forma de NH_3 : Nitrógeno: $N \times 1,2 = NH_3$

Relación nutriente o internutriente. Es la relación que existe entre los elementos de las fórmulas. Se calcula dividiendo los por cientos de elementos, tomando como cociente al nitrógeno, que debe ser la unidad básica, pero en la práctica se divide por el menor de los elementos presentes, que generalmente, es el fósforo.

Así en los ejemplos siguientes:

<u>Fórmula</u>	<u>Relación nutriente</u>
18 -18 – 18	1 – 1 – 1
10 – 30 –60	0.33 – 1 – 2
6 - 14 - 6	0 ,42 – 1 - 0,42

La importancia de la relación nutriente o nutritiva de un fertilizante, respecto a la fertilización de los cultivos, radica en que es posible conocer, si el abono puede o no satisfacer las necesidades de la plantación, de acuerdo a sus exigencias y si el producto es o no equilibrado. La relación nutriente posee gran importancia para el manejo eficiente de los abonos siempre que se tome en cuenta la fertilidad del suelo, siendo necesario observar que fórmulas con diferente riqueza (18-18-18; 11-11-11 y 15-15-15) pueden tener similar relación nutritiva, por lo cual se necesita entonces, ajustar las dosis, para satisfacer plenamente las necesidades en nutrimentos del cultivo.

Relleno y acondicionadores

Cuando las cantidades de portadores sencillos de N, P_2O_5 y K_2O para la producción de una tonelada de fertilizante compuesto del tipo mezclado, no completan una tonelada neta, se hace necesario completar los 1000 kg (1 tonelada) con sustancias de relleno. Estas pueden ser minerales naturales como arena de sílice y otros silicatos naturales o de origen orgánico, pulverizados, como paja de arroz, en fin, materiales que no alteren la composición porcentual de las fórmulas.

En la práctica es sumamente ventajoso utilizar como relleno, siempre que sea posible, aquellas sustancias denominadas acondicionadores, con lo cual se logra un doble efecto, puestos que, los acondicionadores son aquellas sustancias que mejoran las características físicas de los fertilizantes mezclados, y éstas influyen porque:

- Evitan las aglomeraciones en las mezclas de aquellos fertilizantes con altos contenidos de sales nitrogenadas, pues impiden la unión de las partículas. En una palabra evitan el apelmazamiento del producto.
- Son polvos adherentes y se usan en baja proporción (2 – 5 %)
- Son productos tensoactivos, que como se ha planteado por diferentes autores, al adherirse a la superficie de las partículas, cambian su comportamiento interfásico e inhiben el crecimiento de los cristales. Se cita mucho la eficiencia de los alquil-aril-sulfonatos sódicos.

Riqueza, graduación, análisis o concentración, de un fertilizante son términos sinónimos para expresar el contenido de elementos nutrientes asimilables por unidad de peso de un abono. La riqueza se expresa en tanto por ciento y en las unidades fertilizantes respectivas, o lo que es igual, en kg del elemento por cada 100 kg del producto. En el caso de los fertilizantes simples la riqueza se corresponde con la cantidad del elemento que lo nomina.

Por ejemplo: el sulfato amónico, con 20 o 21% de riqueza en nitrógeno (N)

Abono	Riqueza (%)	UF	kg de la UF por cada 100 kg
-------	-------------	----	-----------------------------

Sulfato amónico	20 - 21	N	20 o 21
Superfosfato de cal	16	P ₂ O ₅	16
Cloruro de potasio	60	K ₂ O	60

Concentración total

Se refiere a los abonos completos, mezclados o complejos y es el total de unidades nutritivas de N + P₂O₅ + K₂O, del fertilizante Esta característica se clasifica en tres categorías:

- Fertilizantes de alta graduación, cuando el contenido total de unidades suma 40 o más.
- Fertilizantes de mediana graduación o de concentración media entre 30 y 40.
- Fertilizantes de baja concentración cuando la suma es menor de 30 unidades.

Obsérvese las diferentes fórmulas de fertilizantes y la graduación que presentan

Fórmula	Fertilizante	N	P₂O₅	K₂O	MgO	Conc. Total
Graduación						
17 – 17 - 17 Alta	Complejo	17	17	17		51
8 – 9 - 12 Baja	Mezclado	8	9	12		29
6 – 7 – 10 - 2 Baja	Compuesto (*)	6	7	10	2	23
9 – 8 - 23 Media	Complejo	9	8	23		40

(*) Abono orgánico mineral

Solubilidad: La riqueza de un fertilizante se determina por su solubilidad en agua o en un reactivo apropiado y éste en sí es el grado de asimilabilidad de los elementos nutrientes en los fertilizantes. En general los portadores de N y K son solubles en agua, por tanto son asimilados fácilmente por las plantas, mientras que el fósforo

presenta diferente grado de solubilidad en agua, y ácidos, dependiendo del tipo de fertilizante fosfórico.

Reacción o efecto residual en el suelo

Las diferentes sustancias químicas fertilizantes al entrar en contacto con el suelo, pueden reaccionar de diferentes formas, por tanto pueden modificar el pH. Existen fertilizantes de reacción ácida o básica, midiéndose el efecto por el índice de acidez o basicidad.

Higroscopicidad y aglomeración de las partículas:

Cuando un fertilizante absorbe agua del ambiente a partir de determinada humedad., se dice que es higroscópico. Esta cualidad es muy perjudicial porque influye en el manejo de los productos y resulta particularmente indeseable en los fertilizantes compuestos mezclados.

La aglomeración es un fenómeno físico que ocurre cuando los componentes higroscópicos de un fertilizante absorben agua (fase líquida), la cual también contiene sales solubles. Al ocurrir evaporación y cambios de temperatura, se produce la cristalización de las sales de la fase líquida en la superficie de las partículas. Con las oscilaciones de humedad y temperaturas se inicia una secuencia de disolución y cristalización de las sales y una emigración de las partículas a la zona cristalizada de la superficie, por cuya causa van aumentando su tamaño. Esa cristalización progresiva provoca la aglomeración de la masa del fertilizante.

Leyes de los fertilizantes y manejo de la fertilización.

Dominar las leyes de la fertilización y el manejo eficiente de los abonos, son factores fundamentales para cumplimentar los objetivos de la fertilización.

Las leyes científicas que deben cumplirse en la aplicación de los fertilizantes son:

- Ley del anticipo
- Ley de la restitución
- Ley del mínimo

- Ley de los aumentos decrecientes o de Mitscherlich
- Ley del máximo.
- Ley del equilibrio entre los nutrientes
- Ley de la prioridad de la calidad biológica

La ley del anticipo expresa que los nutrientes aplicados con los abonos deben estar disponibles en el suelo con suficiente anticipación para que las plantas puedan disponer de ellos en el momento que los necesiten.

Según el principio expresado, las plantas deben disponer de los nutrientes en cantidades suficientes para el momento en que éstas los requieran para elaborar sus producciones, por tanto debe tenerse en cuenta, que la disponibilidad de sustancias nutritivas en el suelo es afectada por diferentes factores, como son: lavado, fijación, pérdidas gaseosas, erosión, todas deben ser previstas a fin de garantizar la existencia necesaria de los nutrientes.

La ley de la restitución: Establece que una vez recogidas las cosechas es necesario restituir al suelo los nutrientes que fueron extraídos por aquellas, así como los que se han perdido por diferentes causas. El objetivo a que se encamina esta ley es el de conservar la fertilidad del sistema suelo, cuando se trata de una agricultura conservacionista, prístique una rotación sobre bases científicas, esto significa que se aplicará al suelo. Las necesidades y la capacidad de uso por parte de las plantas.

Ley del mínimo o de los factores limitantes. Fue enunciada por el sabio alemán Justus von Liebig (1803 - 1873), fundador de la química agrícola, quien enunció la ley de la forma siguiente: Los rendimientos de las cosechas son proporcionales a la cantidad de elemento fertilizante, que se encuentra al mínimo en el suelo en relación con las necesidades de las plantas.

Los especialistas e investigadores han expuesto que el carácter cuantitativo de la ley del mínimo, es raramente exacto, por lo que generalmente se le atribuye el aspecto cualitativo, definiéndose entonces así: La insuficiencia de un elemento asimilable en el

suelo, reduce la eficacia de los otros elementos y por consiguiente, disminuye el rendimiento de las cosechas.

Ley de los aumentos decrecientes o de Mitscherlich. Algunos autores le denominan también ley o principio de los rendimientos decrecientes o menos que proporcionales. Esta ley expresa: Cuando se aportan al suelo dosis crecientes de un elemento fertilizante, a aumentos iguales corresponden aumentos cada vez menores de rendimiento, a medida que la cosecha se acerca a su máximo, tal como se observa en la Figura 14.1.

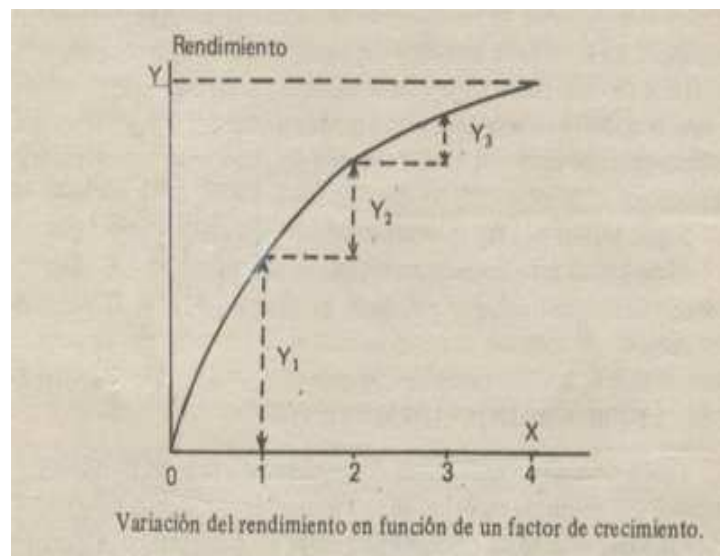


Figura 14.1. Ley de los aumentos decrecientes.

Mitscherlich dio a conocer en 1909, la expresión matemática de la ley, que establece la relación de un factor de producción con el crecimiento o desarrollo vegetal, como sigue:

$$Dy / dx = (A - y)c$$

Donde y representa la producción, x el factor de producción, A la producción máxima y c una constante para cada nutriente. Al intervenir el rendimiento A , si se hace crecer el factor x , y se produce un incremento dy del crecimiento resultante de un crecimiento x , es proporcional al aumento que es aun posible $(A - y)$, así se obtiene la fórmula propuesta por Mitscherlich.

Ley del máximo.

Cuando se aplican dosis crecientes de fertilizantes, la curva de respuesta es una sigmoide. Frecuentemente se observa que la dosis óptima económica (máximo beneficio) y la dosis representativa del máximo rendimiento posible (fisiológico), no son coincidentes. Cuando este último es mayor, se torna irrentable por representar mayores gastos. Ahora bien si continúa el aporte, después del mínimo fisiológico no se obtiene aumento del rendimiento ni una disminución sensible de éste, en esta zona de la curva se manifiesta un consumo de lujo. El incremento del nutriente, aun más allá, provoca entonces, la caída del rendimiento por efectos tóxicos. Cuando este ocurre se pone de manifiesto la ley del máximo. Según André Voison expresa: " El exceso de un elemento asimilable en el suelo reduce la eficacia de otros elementos y, por consiguiente, disminuye el rendimiento de la cosecha".

Ley del equilibrio entre los nutrientes.

La práctica de la fertilización debe evitar la ocurrencia de las leyes del mínimo y del máximo, por los efectos no beneficiosos ya vistos por defecto o por exceso de los nutrientes, que deben ser reincorporados al suelo de forma equilibrada, para su óptima utilización. Precisamente, de ello trata la ley del equilibrio entre los nutrientes, expuesta en sus obras por el sabio francés André Voisan, quien con su definición propone resolver los efectos de las leyes del máximo y el mínimo y el mejor cumplimiento de la ley de la restitución.

Esta ley preconiza: Todo desequilibrio de elementos minerales asimilables, que existan o aparezcan en el suelo, ya sea por origen de éste, por la extracción hecha por las cosechas, por nuestros aportes de abonos, por arrastres o por lixiviación, así como por cualquier otra causa, debe ser eliminado por los aportes necesarios de elementos fertilizantes, de manera que se restablezca el equilibrio óptimo de los elementos del suelo.

Ley de la prioridad de la calidad biológica

La calidad biológica, representada por todos los factores producidos por las cosechas (minerales, vitaminas, carbohidratos,) y base alimenticia, tanto, para los seres humanos como para los animales, es prioritaria. Sin embargo todos los autores que

tratan el asunto coinciden en expresar, la amplitud y diversidad de propiedades que tienen que ver con la denominación de calidad de los productos agrícolas.

Para muchos el concepto de calidad está determinado por el fin que tendrá la producción, (para consumo fresco o para la industria). Se trata de la calidad interna de los productos alimenticios para hombres y animales, que como se ha demostrado, no solamente es influida por los nutrientes que portan los fertilizantes, puesto que también pueden intervenir diferentes factores como son: clima, nuevas variedades, manejo postcosecha, entre otras.

Entonces la premisa debe ser, la búsqueda y sostenimiento de un óptimo equilibrio en el suelo para alcanzar los mayores rendimientos, con la mayor calidad biológica y comercial de las cosechas.

Manejo y aplicación de los fertilizantes

El manejo de los fertilizantes aquí debe ser entendido, como su aplicación más eficiente en tiempo y forma, en concordancia con determinados factores y principios. Para el cumplimiento con eficiencia de la fertilización y que se cumplieren sus objetivos, deben tomarse en cuenta los siguientes factores:

1. Tipo de cultivo y hábitos de crecimiento
2. Tipo de suelo o sustrato
3. Época del año y situación climática prevaleciente
4. Tipo de fertilizante a aplicar
5. Volúmenes de producción/ ha

A partir del hecho de que los nutrientes deben estar disponibles en el sistema para el momento que las plantas lo requieran y así lograr un óptimo aprovechamiento, se recomienda su aplicación al momento de la máxima demanda de los cultivos.

Abonado de fondo: Se realiza en el momento de la siembra o previa la misma de forma localizada cerca de la semilla o a voleo, cuando los cultivos ocupan toda la superficie del suelo, como los pastos y el arroz.

Localizada: Es la forma de aplicación al suelo en bandas continuas o interrumpidas si los cultivos son continuos o no. También se puede colocar alrededor de la semilla. En cualquiera de la forma elegida, el fertilizante debe colocarse cerca de la semilla, pero no en contacto con la misma, para evitar que la dañe. Siempre que sea posible, el fertilizante debe colocarse en el fondo del surco, debajo de las semillas y tapado con una capa de suelo, para evitar el contacto directo.

La aplicación localizada es eficiente en suelos de alta capacidad de fijación porque permite que las raíces aprovechen con facilidad los nutrientes por su cercanía, con el sistema radical, lo que tiene como desventaja que las raíces alcanzan poco desarrollo y en períodos de falta de humedad la planta tenga menos capacidad de exploración para buscar el agua.

Aplicación a voleo: Se incorpora el fertilizante a toda la superficie de la capa arable, pudiendo ser aplicados de forma mecanizada incorporando al suelo con arado o grada.

Es recomendada esta forma de aplicación, cuando:

1. En cultivos que ocupan toda la superficie del suelo, como el arroz y los pastos
2. Cuando se aplica a suelos de alta capacidad de fijación
3. Cuando se utilizan fuentes de fósforo poco solubles
4. Ante la necesidad de lograr alto enriquecimiento del suelo en fósforo y potasio.

Fertilización de cobertura: Este abonado se realiza con el cultivo en pie o plantado, también se le conoce como abonamiento fraccionado, muy aconsejable en las aplicaciones del nitrógeno, por las características de los fertilizantes que portan este elemento.

Abonado foliar: Es el tipo de aplicación que se realiza sobre las plantas, siendo absorbidos los nutrientes por los órganos aéreos de las plantas. Es necesaria esta forma de fertilización en las siguientes condiciones.

1. Cuando los nutrientes son absorbidos deficientemente por las raíces
2. En el caso de micronutrientes, de los que se requieren en cantidades

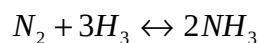
mínimas

3. Cuando el desarrollo alcanzado por el cultivo hace imposible la aplicación por la vía del suelo
4. En aplicaciones conjuntas, cuando los cultivos requieren de aspersiones a intervalos regulares con fungicidas y plaguicidas, haciendo más económico el proceso.
5. En las condiciones de los sistemas urbanos y suburbanos para incorporar humus líquidos y otros nutrientes

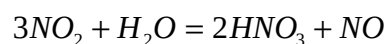
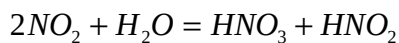
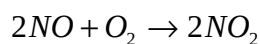
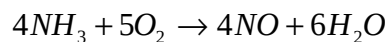
Estudio de los fertilizantes nitrogenados simples.

Los fertilizantes nitrogenados conforman los materiales de mayor empleo en el mundo así como los más abundantes y variados. Se producen en los tres estados físicos: sólidos, líquidos y gaseosos.

La producción de abonos nitrogenados tiene como base el amoníaco sintético que se produce a partir de la reacción del nitrógeno e hidrógeno atmosféricos (un volumen de N_2 y tres de H_2) en condiciones de alta presión y temperaturas de 400 a 500 °C y en presencia de un catalizador, dando amoníaco gaseoso.



El amoníaco así obtenido se utiliza posteriormente en la producción de sales amoniacales y por oxidación se obtiene HNO_3 que es empleado para la fabricación de fertilizantes nítricos y nítricoamoniacales



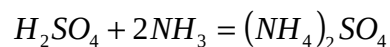
Entre las reacciones que se producen se forma ácido nítrico (HNO_3). Definitivamente el amoníaco sintético y el ácido nítrico son las fuentes básicas a partir de los cuales se fabrican los fertilizantes nitrogenados

Comúnmente los fertilizantes nitrogenados conforman dos grupos: Los de liberación rápida y aquellos que liberan el elemento de forma lenta.

Fertilizantes nitrogenados de liberación rápida

Sulfato de amonio

Se obtiene según la siguiente reacción.



El $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ precipitado es obtenido en una solución saturada, centrifugado y secado.

El sulfato de amonio obtenido por los gases de coquinación es mucho menos costoso que el sintético. Por cualquier vía se obtiene un producto con una concentración en N de 20,5 a 21 %, con una alta riqueza de S y baja concentración en ácidos libres (0,5), que lo distingue como un abono de alta calidad. Es cristalino, de color blanco y el menos higroscópico de los fertilizantes nitrogenados, lo cual resulta ventajoso para su manejo y almacenamiento.

Existe un amplio surtido de fertilizantes nitrogenados en el mercado, con la propiedad de ceder el nitrógeno de forma rápida o lenta. La información o dominio de los diferentes materiales así agrupadas, también contribuye al manejo más eficiente de los fertilizantes nitrogenados, puesto que los más utilizados a nivel mundial, son que liberan el nutriente de forma rápida.

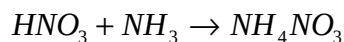
Los abonos nitrogenados más utilizados en Cuba actualmente son la urea, el nitrato de amonio y el sulfato amónico, aunque los niveles de utilización disminuyeron severamente a partir de la década del 90 del siglo pasado por varias circunstancias, que provocaron importantes cambios en la agricultura.

Fertilizantes nítricos y nítrico-amoniacaes

Los sales de nitrato de mayor uso como fertilizantes son: El nitrato de calcio (16 % de N), el nitrato de sodio (15,5 % de N). Son productos ligeramente básicos, altamente higroscópicos, por lo que se dificulta su manipulación y muy solubles que ponen a disposición de la planta el nitrógeno en forma de ión nitrato (NO_3^-). Este no es retenido por las arcillas, lavándose fácilmente, con la consecuente pérdida del elemento por tanto un manejo continuado e inadecuado de estos productos, puede también, contaminar el manto freático. El nitrato de sodio abunda en condiciones naturales en yacimientos chilenos, por lo que desde hace mucho tiempo se le denomina Nitrato de Chile. Los nitratos de sodio y calcio van siendo sustituidos modernamente por productos nitrogenados de mayor riqueza y mejores condiciones físicas y químicas.

Los productos que contienen el nitrógeno tanto en forma nítrica como amoniacal, conforma un grupo muy solicitado en los mercados de fertilizantes. Las fuentes nitrogenadas en forma de iones NO_3^- y NH_4^+ se aportan a partes iguales. Son propios de este grupo los nitratos amónicos de diferente riqueza y el nitrosulfato amónico, donde el nitrógeno nítrico representa un 25 % y el amoniacal el 75 %. Son fertilizantes más ventajosos que los anteriores debido a que la fuente amoniacal, es retenida por el complejo absorbente del suelo hasta su nitrificación, evitándose las pérdidas por lavado, así mismo tiene una acción más lenta. Algunos autores han expuesto que los abonos nítrico - amoniacales tienen un período de aplicación más prolongado, que los nítricos, aportando beneficios cuando son utilizados en invierno y primavera en abonados de cobertura.

El producto de mayor riqueza del grupo con un 32 – 33,5 % de nitrógeno, es el NH_4NO_3 , se obtiene haciendo reaccionar el ácido nítrico con el amoniaco:



Es un producto que suele obtenerse en forma cristalina, de escamas o en gránulos blancos y es el nitrogenado de mayor higroscopicidad usado en Cuba, tiene una solubilidad equivalente a 20 °C de 1185 g.l-1 y un índice de salinidad de 104,7 %.

Fertilizantes amoniacales: Es un producto muy apreciado en muchos países por ser el menos higroscópico, con una riqueza de 20 - 21 % de N de color blanco a gris

verdoso. Es ventajoso por ser un fertilizante de acción lenta en los suelos son adsorbidos por el complejo arcilloso hasta tanto no sean nitrificados. Es además un producto, portador de azufre con un contenido de 23 - 24 % de S. Presenta acción fisiológicamente ácida, pues en la nitrificación ocurre la reacción siguiente:



El poder acidificante del sulfato de amonio solamente tiene importancia en suelos con bajo poder amortiguador, cuando se ha utilizado durante mucho tiempo. Sin embargo en suelos alcalinos puede perderse el nitrógeno en forma de NH_3 , por lo que debe aplicarse profundo.

Cloruro de amonio

Es un producto altamente soluble en agua, con buenas condiciones físicas, es poco higroscópico. Tiene un alto efecto fisiológico ácido.



La alta presencia de ión Cl^- reduce la calidad de algunas cosechas como son: tabaco, papas, uvas y otros, donde es más aconsejable la aplicación del sulfato amónico.

Amoniaco anhidro y soluciones nitrogenadas

Ambos son abonos nitrogenados portadores amoniacales, con características muy especiales, por el estado físico que presentan, lo cual influye también en el manejo y almacenamiento de los mismos.

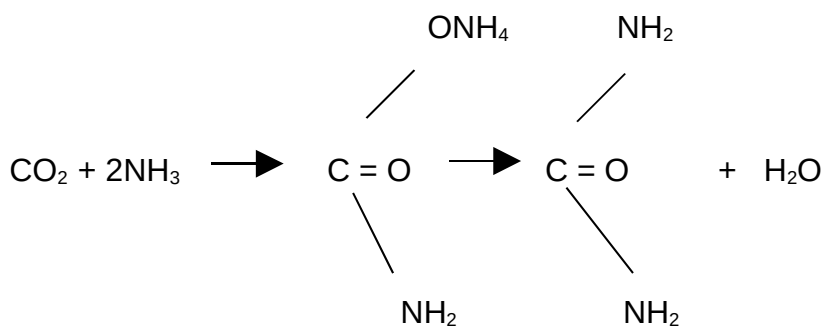
Amoniaco anhidro: Es el nitrogenado de mayor riqueza (82 %) y el único gaseoso por lo que debe ser almacenado en tanques altamente resistentes, requiriendo también equipos especiales para su aplicación a suelos y cultivos. Todo ello lo convierte en un producto costoso por los gastos que genera su empleo y los recursos especializados que exige para su aplicación, en tanto que en determinadas condiciones de suelos sin una adecuada preparación humedad, se incrementan las pérdidas de NH_3 . Puede ser aplicado en el agua de riego o directamente al suelo, mediante la inyección, que es la forma de mayor eficiencia para el aprovechamiento del fertilizante, siempre que la humedad del suelo se encuentre entre 16 - 20 %. Estas aplicaciones deben realizarse

entre 10 días y dos semanas antes de la siembra o plantación y alejadas de las futuras plantas. En suelos excesivamente ligeros como en aquellos muy arcillosos no se logran buenos resultados con el gas.

Las soluciones de amoníaco con presión, con una concentración de 41 % de N, presentan las mismas exigencias de almacenamiento y manipulación que el amoníaco anhidro. El alto costo del almacenamiento y manejo, así como el N que aporta obliga a los productores a la realización de elevadas aplicaciones del producto que sobre pasan los 100 kg.ha⁻¹. Las recomendaciones más acertadas para las condiciones de Cuba son las aplicaciones antes de la plantación en épocas en las que las lluvias no provoquen pérdidas del nitrógeno.

Fertilizantes con nitrógeno ureico

La urea, un carbamida introducido en el mercado de fertilizantes en los años 60 del pasado siglo, el más popular de los abonos nitrogenados usados como portador de nitrógeno, por su acción rápida, costo y el contenido medio de nitrógeno (46 %) que posee. Es un producto orgánico sintético que se obtiene haciendo reaccionar el NH₃ con CO₂ a altas presiones y temperatura, según la reacción siguiente:

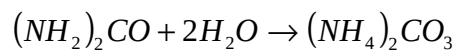


Su presentación es como un sólido perlado blanco, garantizando con esta forma una mejoría en sus propiedades físicas. Es altamente soluble en agua pero su pérdida por lavado es poco probable por su rápida hidrólisis en el suelo. Su higroscopicidad es intermedia entre el sulfato y el nitrato de amonio. En el proceso de producción de la urea se produce biuret, que suele ser tóxico para las plantas cuando se encuentra en altas concentraciones, sin embargo en la producción moderna del carbamida, el biuret

se forma en muy pequeña proporción (0,02 % en el material cristalino y 0,3 % en el perlado) y se conoce que con menos de 1,5 % no se producen daños.

En condiciones normales de temperatura, humedad y pH la urea se hidroliza en contacto con el suelo, mediante la acción de la enzima *ureasa* que forman tanto los microorganismos como las plantas

ureasa



El carbonato de amonio formado es inestable y se descompone en forma de CO_2 NH_3 . El proceso de hidrólisis se desarrolla en muy corto tiempo, pues transcurre entre tres y diez días, por lo que las pérdidas por lavado de la urea es poco probable. No obstante las pérdidas por volatilización del NH_3 deben ser evitadas mediante aplicaciones profundas, y además para evitar quemaduras a las semillas.

Soluciones nitrogenadas sin presión.

Son soluciones que no contienen amoniaco anhidro y su composición es a base de urea y nitrato de amonio, con las que se alcanzan concentraciones de nitrógeno entre al 30 y 32 %, precisamente esta última contiene 8 % de N amoniacal e igual concentración de N nítrico y 16 % de N en forma ureica. Las soluciones sin presión conforman un fertilizante líquido de magníficas propiedades que resultan muy eficientes si al aplicarlas se les deja tiempo para que ocurra la hidrólisis y nitrificación de parte de nitrógeno que portan.

Fertilizantes nitrogenados de liberación lenta

Conforman un grupo de productos desarrollados por la industria de los fertilizantes con el objetivo de lograr reducciones de las pérdidas de nitrógeno en las diferentes condiciones edafoclimáticas. Con este objetivo se siguen tres líneas fundamentales:

- Producción de fertilizantes orgánicos cuyo nitrógeno está en forma más o menos insoluble, que al hidrolizarse se va haciendo disponible para las plantas lentamente.

- Utilización de recubrimiento de parafina, azufre y materias plásticas en la producción de fertilizantes nitrogenados solubles.
- Utilización de productos químicos para retardar o inhibir el proceso de nitrificación.

Los estudios conducidos en Cuba en los suelos Ferralíticos Rojos, los de mayor productividad, han mostrado un coeficiente de aprovechamiento de los abonos nitrogenados alrededor de 40 %, o sea que por cada 100 kg del material aportado se pierden 60 por diferentes vías por tanto la eficiencia de fertilización nitrogenada en estas condiciones, dependerá fundamentalmente del momento, forma y el lugar de aplicación del abono.

Fertilizantes fosfatados.

Existe un abundante número de minerales que contienen fósforo en su composición, sin embargo, solamente los apatitos eruptivos y las fosforitas sedimentarias son la materia prima para la producción de fertilizantes fosfóricos. La reserva total de fósforo del planeta presente en los yacimientos explorados de apatito y fosforita, alcanza unos mil millones de toneladas, pero solamente una pequeña parte de éstos, posee importancia industrial.

Roca fosfórica

Los depósitos de mayor importancia mundial se encuentran en el norte de Africa. Las rocas fosfóricas difieren en sus características mineralógicas, texturales y químicas a partir de los procesos a que han sido sometidas durante su formación geológica. Según han referido diferentes autores los depósitos de fosfatos se clasifican en tres clases, según su composición mineralógica.

- Fosfatos de Fe y Al. Siendo los más comunes la wavelita $\text{Al}_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, la variscita $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y la estrenuita $\text{Fe PO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.
- Fosfatos de Ca. Se ha constatado que debido al arreglo estructural de sus iones son materiales de apatitos, no obstante la composición es diferente a

la fluorapatita. Las apatitas sedimentarias han sido y siguen siendo la más importante fuente mineral para la fabricación de fosfatos comerciales.

- Fosfatos de Ca – Fe - Al. Son intermedios entre los anteriores, siendo los minerales más importantes la cranealita $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ y la melicita $(\text{NaK})\text{CaAl}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_9 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$.

La riqueza química (Presencia de P_2O_5) de la roca fosfórica varía según el tipo de roca, caracterizándose las rocas sedimentarias por presentar menores contenidos de P_2O_5 y mayores de CO_2 , que las ígneas. En el Cuadro 21.2 se resume la composición química de rocas fosfóricas

Cuadro 14.2. Composición química de rocas fosfóricas de diferente origen y procedencia. Tomado de Cabrera et al (2000)

Procedencia	Origen	Constituyente (%)							
		P_2O_5	CO_2	MgO	CaO	Na_2O	F	SiO_2	P_2O_5
Carolina del Norte	Sedimentaria	30,1	5,63	0,64	47,9	0,95	3,68	2,70	1,07
GAFSA, Túnez	“	29,2	6,60	0,54	48,7	1,25	3,80	1,80	0,66
Marruecos	“	32,1	5,30	0,40	51,9	0,79	3,22	2,84	0,72
Argelia	“	29,0	7,40	0,81	49,3	2,00	3,60	1,00	0,70
Bayovar, Perú	“	30,2	4,40	0,50	46,5	1,85	2,90	3,20	1,65
Navay, Venezuela	“	28,6	1,59	0,10	38,9	0,09	3,27	24,5	1,21
Monte Fresco	“	35,0	2,67	0,10	49,5	0,17	4,13	4,90	1,65
Trinidad de Guedes	“	30,9	3,21	0,23	45,6	0,52	3,60	5,31	4,80
Kola, Rusia	Ígnea	38,2	0,20	0,06	52,0	0,50	3,10	2,00	3,14
Araxa, Brasil		34,9	0,22	0,06	46,8	0,23	2,10	0,25	3,32

Abonos fosfatados industriales

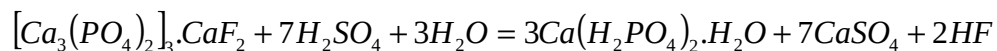
Los productos fosfóricos industriales están representados por los superfosfatos simple y triple o complejo, ácidos fosfóricos y superfosfórico, fosfatos y metafosfatos y las escorias básicas. Estos abonos a diferencia de los nitrogenados, altamente solubles en agua, son materiales de baja solubilidad, con excepción de los ácidos fosfóricos y polifosfóricos y los superfosfatos simple y triple, todas las restantes formas, solo presentan alguna solubilidad en citratos y ácido cítrico.

En general todos los fertilizantes fosfóricos son sales cálcicas de ácido fosfórico que se dividen en tres grupos:

1. Fosfato monocálcico hidrosoluble
2. Fosfato bicálcico semidisoluble, insoluble en agua, pero sí en ácidos débiles y por ello accesible a las plantas
3. Fosfato cálcico insoluble en agua y poco soluble en ácidos débiles. Es asimilable para la mayoría de los cultivos, en los suelos ácidos.

Superfosfato simple o normal o monocálcicos

Se obtiene a partir de hacer reaccionar la fuente fosfórica seleccionada (roca fosfórica) finamente molinada, con ácido sulfúrico de adecuada concentración. Según el proceso se produce una mezcla de fosfato monocálcico y sulfato de calcio anhidro, volatilizándose el fluoruro de hidrógeno, que es separado, además de roca fosfórica sin reaccionar y otros compuestos. La reacción general es como sigue:



Mediante el proceso descrito se obtienen 2 t del producto deseado por cada t de ácido utilizado, variando el contenido de P_2O_5 según la composición de la roca fosfórica, no obstante se logra un producto, cuyo contenido del pentóxido varia, entre 16 a 22 %, del cual aproximadamente 90% es acuosoluble y casi todo asimilable, considerando el acuosoluble 80 %) más el citrosoluble (20 %).

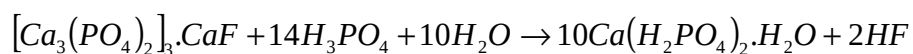
El fertilizante puede aportar además, entre 8 a 12 % de S y 5 % de MgO y se presenta en forma pulverulenta o granulada, de color gris. El superfosfato simple granulado se logra, humedeciendo un tanto el producto en polvo y secándolo donde se

producen gránulos de diferente diámetro, de los cuales los más deseables están entre 1 a 4 mm. La granulación siempre propicia un producto de mayor calidad y al mismo tiempo reduce la fijación química del fósforo del superfosfato al disminuir el área de contacto con el suelo.

En Cuba, la forma pulverulenta del superfosfato sencillo, es la más utilizada. Por tanto, para lograr una mayor eficiencia en suelos ácidos, sobre todo en aquellos ricos en sesquióxidos, no es aconsejable mezclarlo con gran masa de suelo, para así disminuir la absorción química de los iones fosfatos. Mientras que en suelos neutros saturados de bases, y aquellos con presencia de carbonatos, con la aplicación del abono, tienen lugar la formación de formas de fósforo poco solubles, que reducen considerablemente su aprovechamiento por las plantas, por lo que, también debe evitarse la mezcla del superfosfato con gran cantidad de masa de suelo.

Superfosfato concentrado (doble o triple)

En el proceso tecnológico de obtención se logra en una primera etapa el ácido fosfórico libre, con el aporte de H_2SO_4 (fase líquida) y una fase sólida, representada por el yeso. Luego de separado el H_3PO_4 del yeso mediante filtración, tratan éste con una porción de materia prima con mayor porcentaje en fosfato, obteniéndose el superfosfato concentrado, denominado también, doble o triple. La reacción final es la siguiente:



El superfosfato doble, triple o concentrado posee una riqueza en P_2O_5 de 45 %, 18 % de CaO , un 1 % de S y 0,5 % de MgO . Es 90 % soluble en agua y 10 % al citrato amónico y se presenta en polvo y granulado, siendo su principal forma química la monocálcica.

La acción en la relación suelo - planta - fertilizante de los superfosfatos simple y concentrado es similar, sin embargo, propicia ventaja económica al productor el empleo del abono fosfórico concentrado, que es dos veces y media más rico, que el superfosfato sencillo.

Acido fosfórico

Es un producto intermedio en la industria de fertilizantes, que suelo ser usado directamente en la fertilización de cultivos en su estado líquido, exigiendo equipos especiales para su aplicación. Su forma química es el ortofosfato, posee una riqueza de 54 % de P_2O_5 y con su aporte incorpora 12 % de azufre. Es totalmente soluble en agua y tiene una reacción ácida en el suelo. Por sus características aumenta tanto la *capacidad* como la *intensidad* del P en los suelos, siendo eficiente en aquellos con pH neutro.

Fosfato de amonio

Los fosfatos mono y diamónicos son productos binarios con elevada riqueza en fósforo, que presentan cierta concentración de nitrógeno y son usados en la producción de los fertilizantes compuestos mezclados. Los dos representantes, el $NH_4H_2PO_4$, se presentan con la composición 11 - 50 - 0 y el diamónico $(NH_4)_2HPO_4$ cola formulación, 18 - 46 - 0.

Otros fertilizantes fosforados

Conforman un grupo prácticamente con escasa solubilidad en agua o insolubles en ésta entre los que se encuentran los fosfatos térmicos (18 a 28 % de P_2O_5) obtenidos a partir de someter a la roca fosfórica a altas temperaturas y las escorias básicas o Thomas, que resultan un subproducto de la producción del acero con minerales ferrosos ricos en fósforo, poseen un contenido en P_2O_5 , próximo al 18 %. La utilización de estos productos, solamente se justifica si se dispone de fuentes energéticas abundantes y sobre, todo baratas y cuando se cuenten con yacimientos para producir acero.

En general el coeficiente de aprovechamiento del fósforo en los suelos de pH ácido, neutro y alcalino, es muy bajo (10 a 15 %), aunque el fenómeno de fijación del fósforo es temporal y el elemento puede ser cedido lentamente, cuando las condiciones desfavorables a la solubilidad del mismo, cesan. Más adelante se abundará en manejo de la fertilización fosfórica.

Fertilizantes potásicos simples

La materia prima para la producción de los fertilizantes potásicos es el mineral silvinita, que aparece en la naturaleza como una mezcla de silvina (KCl) y halita (NaCl). Esta combinación es la fuente para la obtención del cloruro de potasio, que junto al sulfato potásico, constituyen los principales representantes mundiales de potasio.

Cloruro o muriato de potasio (KCl)

Es una sal de color blanco, rojo o rosado, con baja humedad y contiene una riqueza de 57 a 60 % de K_2O . Es el principal fertilizante potásico, ocupando el 90 % de producción de éstos. Es una sal neutra que presenta reacción fisiológicamente ácida, aunque su efecto sobre el pH del suelo, no es significativo.

Sulfato de potasio

El K_2SO_4 , una sal cristalina de color blanco, con 1,2 % de humedad, con cierta higroscopicidad. Tiene una riqueza de 46 a 50 % de K_2O . Se obtiene mediante dos procesos. El más generalizado consiste en la conversión de la schoenita en langbeinita ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$) que luego es disuelta en agua, posteriormente se añade KCl que reacciona con el sulfato de magnesio, lo propicia la separación del MgCl y la formación adicional de sulfato de potasio, que adiciona mayor cantidad de sulfato de potasio al abono. Este producto es ideal para la nutrición potásica de cultivos sensibles al cloro.

Otros fertilizantes potásicos:

- Sulfato doble de potasio y magnesio ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4$), denominado Patentkali. Es un material pulverulento de color grisáceo o cristalino de color grisáceo - rosado, que contiene 29 % de K_2O y 9 % de MgO , no se apelmaza y de igual manera se utiliza en cultivos sensibles al cloruro.
- Nitrato de potasio conocido comercialmente como Salpete. Contiene 13 % de N y un 44 % de K_2O . Es un material costoso debido al proceso de obtención, de ahí su escasa generalización.

- Sales potásicas. Es una mezcla de KCl + NaCl . Se presenta como un polvo cristalino de color gris y cristales rosados producto de la mezcla de cloruro potásico con silvinita. Tiene 40 % de K_2O y hasta 35 % de NaCl .
- Minerales potásicos. Además de servir como fuentes para la producción de diferentes fertilizantes potásicos, suelen ser utilizados directamente, luego de ser debidamente molinados. No presentan cantidades importantes de K_2O .
- Silvinita. Roca compuesta de KCl y NaCl . Bien molinada, es cristalina de color pardo - rosado, suele apelmazarse. Contiene de 12 a 15 % de K_2O y alta concentración en NaCl (70 a 80 %). Se recomienda utilizar en cultivos que responden al sodio.

Carnalita. ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Contiene entre 12 y 13 % de K_2O y con malas condiciones físicas, pues se apelmaza fuertemente. No tiene prácticamente uso en la actualidad sin embargo sirve de materia prima para la producción de magnesio.

Kainita. ($\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

Material con impurezas de NaCl , cristales gruesos de color rosado - pardo, con buenas condiciones físicas aunque con solamente 10 % de K_2O .

Fertilizantes de macroelementos secundarios

Calcio

Mucho de los fertilizantes estudiados hasta el momento presentan apreciables cantidades de calcio en su composición, por lo que el elemento es aportado indirectamente al sistema suelo - planta. No obstante el uso más extendido de los materiales cálcicos es como enmienda para mejorar las condiciones de los suelos con problemas de acidez o por el exceso de sodio, pues en ambos casos el tratamiento con Ca , se realiza para sustituir elementos indeseables adsorbidos al complejo, además le comunica gran estabilidad estructural al suelo.

No obstante deben ser tenidos en cuenta como fertilizantes portadores de este elemento, el nitrato monocalcico, con 10 a 20 % de CaO , la cianamida cálcica, con

54% del óxido de cal, el nitrato cálcico (28 %), los superfosfatos (17 a 28 %), las escorias básicas, las de mayor riqueza en el elemento con 45 hasta 50 % de CaO y el fosfato bicálcico (32 %), entre otros.

En Cuba, existe de forma abundante, lechos rocosos con abundante carbonato de calcio en su composición.

Magnesio

A diferencia de lo que ocurre con el calcio, el magnesio no abunda en la mayoría de los fertilizantes y sólo unos pocos, como en los superfosfatos, en los nitratos amónicos cálcicos y en las escorias, donde es posible la presencia de este elemento. Cuando es necesario la aplicación de magnesio expresamente como fertilizante es posible la utilización del sulfato u óxido de magnesio con 16 y 90 % de MgO, respectivamente. Otro producto que es de origen natural es la dolomita que presenta hasta 20 % de MgO.

Azufre

Tal como ocurre en el caso del calcio, numerosos abonos contiene azufre, existe más de una docena de abonos comerciales que portan cantidades apreciables de azufre:

Cuadro 14.3

Cuadro 14.3. Porcentaje de azufre en diferentes tiposdefertilizantes.Tomado de Domínguez A. (1984).

Fertilizante	Azufre en %	Fertilizante	Azufre en %
Sulfato amónico	24	Sulfato de cobre	12
Nitrosulfato amónico	12	Sulfato de hierro	12
Urea cubierta con azufre	19	Sulfato de zinc	18
Superfosfato normal	12	Sulfato de manganeso	15
Acido fosfórico	12	Ácido sulfúrico	30
Sulfato potásico	17	Azufre elemental	30 - 99
Sulfato magnésico	13 - 14	Yeso	18

Fertilizantes portadores de micronutrientes

La utilización de fertilizantes específicos portadores de oligoelementos es lo más aconsejable en casos deficitarios. El nivel crítico de la deficiencia de la mayoría de estos elementos nutrimentales y sus niveles tóxicos, están muy próximos, por lo que se aconseja un manejo adecuado de las correcciones necesarias y solamente bajo estricto cuidado.

Hierro

Sales comerciales de hierro. Las más comunes son: El sulfato ferroso con 18 a 20 % de Fe, el sulfato férrico 20 a 23 %.

Es un elemento muy exigente a pH ácido, por lo que en suelos neutros y alcalinos se presenta totalmente inmóvil, por ello es aconsejable la aplicación de los fertilizantes portadores de hierro mezclados con los productos orgánicos denominados quelatos, los que mantienen el Fe en forma asimilable, y realizar las aplicaciones de forma foliar.

Tabla No 14.2. Quelatos usados para aplicar hierro y reacción del suelo o sustrato.

FORMA	NOMBRE COMERCIAL	CONTENIDO DE Fe en %	pH
EDDHA	- Secuestrene 138 Fe	5,5	3 - 9
	- Masquelato FEA 6	6,5	3 - 9
	- Ferlate 170	17	3 - 9
	- Rexene 244 Fe	7,0	3 - 9
HEDTA	- Algo de Fe HEDTA	2,0	3 - 7,8
DTPA	- Masquolete DTPA - Fe Líquido)	2,0	3 - 7
	- Nutralite DTPA - Fe (líquido)	2,2	3 - 7
EDTA	- Quelonia (líquido)	1,8	3 - 6,5
	- Hormofer EDTA (líquido)	2,2	3 - 6,5

Desde hace muchos años se utilizan con bastante éxito productos derivados del papel como son:

Poliflavonoides - Fe 6 - 10 % Fe

Sulfonatos de lignina - Fe 5 - 11% Fe

Metoxifenil propano - Fe 5% Fe

Zinc

El zinc presenta las mismas problemáticas que el hierro y su aplicación también se realiza tanto a partir de sales fertilizantes como son: el sulfato de zinc con 36 % de zinc, óxido de zinc (78 a 80 %) y el carbonato de zinc que presenta 52 % de Zn. Los productos orgánicos

Representados por:

Quelatos EDTA -Zn (9 -14 %)

Poliflavonoides - Zn (7 - 1= %)

Sulfonato de lignina - Zn (5 - 12 %)

Manganeso

Los productos inorgánicos de mayor uso los componen el sulfato de manganeso con 24 % de Mn, el óxido de manganeso (68 - 70% Mn) y cloruro de Mn (17%). Como producto orgánico se comercializa para la fertilización con Zn, el quelato EDTA - Mn (12 % Mn), poliflavonoides Mn (8 %) y el Metoxifenil propano - Mn (5 %)

Cobre

Los productos fertilizantes utilizados son Sulfato de Cobre (25-35 % Cu), el Óxidos de Cu que tiene entre 75 y 89 % del oligoelemento, el Fosfato Amónico cúprico (32% Cu), Cloruro de Cobre (17 % y productos cerámicos.

Igualmente se producen quelatos EDTA Cu con 13 % de Cobre y EDTA H Cu (9% de Cobre) y los mismos productos orgánicos ya citados.

Molibdeno

La forma de corrección de las deficiencias de Mo, que en general aparecen raramente, pueden ser corregidas con la utilización de molibdato de amonio o sódico a razón de 2 kg.de cualquiera de los dos productos, por hectárea.

Boro

El producto tradicionalmente utilizado es el bórax (11% de B). Las aplicaciones pueden realizarse aplicando el producto, de forma localizada o directamente sobre los cultivos, de forma foliar. Las dosis recomendadas van entre 0,5 a 4 kg.ha⁻¹ del producto. Entre los cultivos más sensibles a la deficiencia de boro son alfalfa, remolacha y col, entre otros.

Fertilizantes Compuestos

Los fertilizantes compuestos son aquellos que portan dos o más elementos esenciales clasificándose como, mezclados y complejos binarios y ternarios, respectivamente.

Los fertilizantes binarios se producen sólidos y líquidos con o sin micronutrientes. Son de tres tipos:

- Nitrogenados - Fosfatados NP (20 – 10 - 0)
- Nitrogenados - Potásicos NK (4 – 0 - 40)
- Fosfo - Potásicos PK (0 - 15 - 20)

Fertilizantes *mezclados*: Se obtienen mediante la mezcla directa, de abonos industriales simples sólidos o con productos previamente elaborados que son introducen durante el proceso de mezclado. Se presentan en polvo y granulados, Entre los portadores pueden ocurrir pequeñas reacciones, por lo que requieren de un proceso de “curación”, antes de ser envasados, para que no se endurezca el producto o se deterioren los sacos. Son fertilizantes de baja riqueza total, pulverulentos en su mayoría, y granulados, que carecen de buenas características físicas.

Cuando el mezclado de portadores utilizado para conformar una determinada fórmula, no alcanza el peso de la tonelada, es preciso añadir relleno hasta completar el peso. Ello debe evitarse pues se encarece el manejo del producto por la incorporación de materiales no fertilizantes. Los fertilizantes mezclados se producen: Por mezcla directa de portadores simples, por mezcla de portadores y “bases” y granulados mezclados

La mezcla de portadores de nutrientes por su naturaleza, generan reacciones con producción de nuevos componentes químicos muy diferentes de los que entraron en reacción y elevación de la temperatura, ocurriendo además, la no compatibilidad de ciertos productos, por lo que debe conocerse cuales portadores pueden mezclarse, aquellos no compatibles y los que solamente admiten la mezcla para corto plazo.

Fertilizantes mezclados de mezcla directa

Son el producto de la mezcla directa de los portadores seleccionados para la fórmula a producir, lo cual se realiza luego de decidir los productos que serán utilizados según las prescripciones respecto a la mezcla de ingredientes. Los criterios de selección más importantes, son:

1. Proporción de elemento nutritivo que aporta cada ingrediente, en función de la concentración deseada en la fórmula.

2. Facilidad de asimilación de los elementos, según la forma aportada (nitríca o amoniacal, superfosfatos, fosforitas, etc.) y en función de la aplicación agrícola de la fórmula.
3. Costo por unidad del elemento nutritivo aportado.
4. Reacciones entre los ingredientes.
5. Propiedades que afectan a la condición física general (contenido de humedad, higroscopicidad, aglomeración, etc.).
6. Acción residual sobre el suelo.
7. Diferencias de densidad y de tamaño de las partículas, en relación con la homogeneidad de la mezcla.

Los portadores nitrogenados más favorables son el sulfato amónico y el fosfato diamónico.

Los fertilizantes orgánicos

Como su nombre lo indica, provienen tanto de las deyecciones de animales, como de la combinación de éstos con residuos de cosechas y otros componentes, harina de huesos, sangre, etc. Estos materiales contienen en general baja concentración de elementos esenciales y tanto las deyecciones como los restos de cosechas fermentados, son portadores de nutrientes y sustancias orgánicas promotoras del crecimiento vegetal, enzimas y otros productos naturales susceptibles de ser aprovechados para incrementar la productividad de las cosechas y aumentar la eficiencia de la microbiota del suelo.

Ante el auge de la Agroecología y las evidentes consecuencias de la agricultura convencional, los grandes productores de fertilizantes, a fin de no perder la supremacía en los mercados, han adoptado la estrategia de combinar sus líneas de producciones de abonos minerales con, el uso de portadores orgánicos variados, lanzando al mercado productos menos agresivos, más atractivos y más acordes con las exigencias de la agricultura ecológica.

Diferentes casas productoras de fertilizantes minerales en Europa, utilizan diversas fuentes orgánicas para formular sus productos, los cuales recomiendan como "productos ecológicos".

Entre los productos que se comercializan aparecen fórmulas a las que se le antepone la partícula Bio, lo cual indica presencia de componentes orgánicos en el fertilizante, donde la presencia de sustancia mineral es de origen natural.

Almacenamiento de los fertilizantes

Las normas de almacenamiento de los fertilizantes, aunque son muy estrictas pueden adecuarse a las condiciones de la finca, siempre y cuando sean conservados libre de humedad, sin peligro de incendios y apartados de los centros de mayor actividad.

1. Guardar los sacos en pilas de 8 - 10 en soportes a 10 cm. sobre el piso, en edificaciones con techo sanos y puertas con seguridad.
2. Colocar abonos diferentes en pilas distintas, debidamente identificados.
3. Evitar por todos los medios la humedad en el local.
4. Separar convenientemente los fertilizantes portadores de nitrógeno de fuentes eléctricas.

Conclusiones.

Los fertilizantes son elementos de suma importancia para garantizar los nutrientes de los cultivos en general, que en el suelo se pueden perder por diferentes vías, toma por las plantas, volatilización, arrastre por las aguas (erosión) y lixiviación. Si estas pérdidas no son restablecidas el suelo va perdiendo fertilidad y se va haciendo cada día más pobre e improductivos.

Existen diferentes medios para restituir la fertilidad de los suelos, siendo las más utilizadas el uso de fertilizantes minerales y compuestos orgánicos. En el Mundo la tendencia es hacia la utilización de de estos últimos ya que los productos que se obtienen poseen una calidad biológica superior y garantizan una salud humana y animal superior. Desgraciadamente la sustitución de los abonos minerales por

orgánicos se esta produciendo paulatinamente ya que su producción y tecnología no producen cantidades suficientes de estos elementos orgánicos para abastecer las demandas que requieren los cultivos, pero la vía futura para garantizar los nutrientes al suelo ha de ser orgánica.

Capítulo No 15. Uso y manejo de los abonos orgánicos y abonos verdes.

Dr. Víctor Paneque Pérez

Msc. Gloria Marta Martín Alonso

Introducción.

En el desarrollo de la agricultura es necesario lograr estabilidad en el ciclo biológico “clima - suelo - planta” para obtener los máximos beneficios de los recursos de que se dispone y proteger y conservar el medio ambiente.

El desarrollo de la agricultura y su correspondiente “exportación de productos” significa un desequilibrio o desbalance en el sistema “suelo – planta” desfavorable para el suelo, lo que contribuye a su degradación en sus condiciones de vida y potencial productivo.

Entonces existe la necesidad de restituir a los suelos, al menos en parte, lo que se extrae de ellos con la producción agrícola.

Como complemento y para satisfacer esas necesidades surgieron los abonos orgánicos, que por la forma de obtención y por su composición química, resulta un buen material para mantener las propiedades químicas, físicas y biológicas de los suelos y conservar su capacidad productiva.

Durante muchos años los abonos orgánicos fueron la única fuente utilizada para mejorar y fertilizar los suelos. Primero en sus forma simples (residuos de cosecha, rastrojos y residuos animales) y después en sus formas más elaboradas (estiércol, "compost" y el humus de lombriz, que en los últimos años se ha generalizado su uso.

Con el desarrollo de la industria y la producción de los fertilizantes químicos, al finalizar la segunda guerra mundial, año 1945, el uso de los fertilizantes químicos prevaleció en el mundo; especialmente en la producción agrícola intensiva. Durante muchos años la utilización de los abonos orgánicos ha sido muy limitada.

Esa situación es preocupación en todo el mundo y se están realizando acciones para lograr la producción de alimentos por medio del establecimiento y desarrollo de la agricultura sostenible, en la que la utilización de abonos orgánicos, abonos verdes y la rotación adecuada de las cosechas, constituyen la base para la sustitución de fertilizantes químicos, proporcionar al suelo los elementos que necesitan las plantas y mantener el equilibrio ecológico.

En las condiciones de muchas zonas agrícolas, salvo algunas excepciones, no ha existido ni la cultura, ni los medios para coleccionar, aprovechar y aplicar los abonos orgánicos que se tiene potencial para producir. La explotación agrícola ha estado basada en la aplicación de fertilizantes químicos especialmente en la agricultura intensiva, lo que ha afectado las propiedades químicas y físicas de los suelos, disminuyendo su capacidad para producir cosechas y como resultado se han manifestado afectaciones sociales y económicas.

Esa situación demanda que los profesionales, técnicos y responsables de la producción agrícola amplíen sus conocimientos relacionados con la producción, evaluación y uso de los abonos orgánicos, de modo que con su trabajo se pueda lograr equilibrio en el sistema “suelo - planta”, que posibilite mejorar el medio y lograr producciones más ecológicas y mayores beneficios económicos y sociales para el país.

Los abonos orgánicos.

Su origen y forma de obtención.

Los abonos orgánicos tienen su origen en residuos vegetales y animales, los que en su forma más simple pueden ser residuos de cosecha que quedan en los campos y se incorporan de forma espontánea o con las labores de cultivo y residuos de animales que quedan en el campo al permanecer los animales en pastoreo directo.

Los residuos vegetales y animales pueden coleccionarse y colocarse en sitios para propiciar su oxidación y descomposición. En esos casos puede añadirse sustancias químicas o biológicas que favorezcan esa descomposición y posibilite obtener los abonos orgánicos más descompuestos, integrados y compensados.

Por lo general los abonos orgánicos de origen animal se conocen como estiércol y los de origen vegetal se les llama “compost” en inglés.

Para la producción de “compost” existen metodologías bien definidas que utilizan, además, de los residuos orgánicos, productos químicos y biológicos.

La producción de “compost” requiere el establecimiento de un riguroso régimen de temperatura y humedad que garanticen el proceso de oxidación y favorezcan la descomposición de los residuos orgánicos y producción de humus.

Otros abonos orgánicos

Humus de lombriz -

Se produce por la descomposición de residuos orgánicos por lombrices especializadas que tienen la facultad de producir humus de alta calidad.

El proceso de producción de humus de lombriz se conoce como “Lombricultura o Vermicultura” y la lombriz más eficiente utilizada en este proceso es la Roja Californiana (*Eisenia foetida*).

El hábito alimentario de las lombrices es saprofita, es decir, consumen material orgánico en descomposición. Las condiciones más adecuadas para ese proceso son:

- Altura de la capa de alimentación de 15 cm.
- Humedad en el centro del cantero de 75 % y pH de 6.5 a 7.5.
- Temperatura de 18 a 25 grados Celsius a la sombra.

Los criaderos canteros o canteros deben tener 1.5 m de ancho por 20 m de largo, para lo cual se necesita como pie de cría 20 kg. de lombrices.

El proceso de descomposición puede durar de 3 a 6 meses. El rendimiento esperado es de 12 toneladas por cantero al año (0.4 t por metro cuadrado al año). Se le atribuye un 50 a 60 % de eficiencia. Las lombrices le “temen” a la luz por eso deben protegerse del sol. El humus obtenido se pasa por tamiz de 4 mm, para su comercialización y uso.

Tabla No 15.1. Características químicas del humus de lombriz del cantero No. 15 de la UBPC “Agro – Jardín” Muestra extraída en enero 16/2003. Tomado de Paneque (2002).

Análisis	Muestra del cantero No. 15	
	Base húmeda	Base seca
Humedad %	61.30	-
pH	7.7	7.7
Materia Orgánica %	14.60	37.80
Nitrógeno (N) %	0.83	2.15
Fósforo (P) %	0.42	1.09
Potasio (K) %	0.25	0.65
Sodio (Na) %	0.63	1.63
Calcio (Ca) %	1.13	2.93
Magnesio (Mg) %	0.30	0.78
Relación C/N	10:1	-
Densidad kg.dm ⁻³	0.845	-

Guano de murciélago -

Se produce en cuevas por la acumulación de deyecciones y cuerpos de esos mamíferos en donde habitan y que a veces constituyen grandes reservas de abonos orgánicos ricos en fósforo.

Gallinaza

Se denomina gallinaza al abono orgánico procedente de las excretas y otros residuos que se obtienen en los lugares donde se cría intensivamente aves para la producción de huevos y carnes.

Este abono orgánico en su estado fresco contiene muchas sustancias que se encuentran en proceso de descomposición y cuando se aplican producen alteraciones en el suelo y afectaciones a las plantas; por esa razón se hace necesario que antes de utilizarlos se haya logrado su oxidación y descomposición.

Además, en muchas ocasiones se utiliza en los gallineros y polleras cal (Ca(OH)_2) para eliminar los malos olores y como medida de saneamiento. Esa cal tiene efecto residual en la gallinaza y presenta reacción básica. En esos casos debe tenerse presente que ese abono orgánico puede afectar a cultivos que necesitan pH bajo para su desarrollo, como es el caso del café, la piña y otros.

Características físicas y químicas

Las características de los abonos orgánicos están regidas por su contenido de materia orgánica, la naturaleza de los materiales que participaron en su formación y del proceso de oxidación y descomposición a que fueron sometidos los residuos orgánicos.

Los indicadores de calidad de un abono orgánico están dados por:

Contenido y calidad de humus

El humus procedente de la descomposición de los residuos orgánicos con baja relación C / N y bajos contenidos de lignina son más sueltos y friables y su flora microbiana es más favorable para las condiciones físicas y biológicas de los suelos donde se apliquen, que

cuando el abono orgánico se obtiene con residuos vegetales ricos en lignina con relación C / N muy alta.

Un abono orgánico debe tener 50 % ó más de materia orgánica en base seca. Contenidos inferiores a ese valor se considera de mala calidad.

Contenido de nutrientes.

Los abonos orgánicos deben tener un contenido de nutrientes N, P, K, Ca, Mg equilibrado, de modo que al ser utilizados mejoren la fertilidad de los suelos y beneficien el estado nutricional de las plantas. Además los abonos orgánicos no deben tener sustancias que acidifiquen o alcalinicen los suelos y que puedan afectar el desarrollo normal de los cultivos.

Ejemplos:

1^{ro} Estiércol de caballo. (Se considera de buena calidad).

Humedad = 60 % N = 1.04 % P₂O₅ = 0.40 % K₂O = 1.07 %

Materia orgánica = 55 % Relación C/N = 30 / 1

Nota: Datos en base seca.

Contenido de humedad.

El contenido de humedad es el elemento que más limita la utilización de los abonos orgánicos por el costo que significa el transporte y el manejo de grandes cantidades de agua en el abono orgánico.

Por lo general los abonos orgánicos tienen entre 60 y 80 % de humedad dependiendo del proceso de obtención y por la naturaleza de los residuos orgánicos que contienen, que siempre tienen tendencia a retener el agua. Sin embargo todo el que produce y maneja abonos orgánicos debe procurar que en el momento de utilizarlos éstos tengan aproximadamente 60 % de humedad o menos.

Los abonos orgánicos muy húmedos, además de aumentar los costos de transporte son difíciles de manejar, aplicar y distribuir adecuadamente.

Relación C/N.

La relación C/N es una de las características más importantes de un abono orgánico. De su valor depende:

- Su velocidad de descomposición cuando se aplica a los suelos.
- La fijación y mineralización de nitrógeno del suelo y la posibilidad de la competencia entre los microorganismos del suelo y las plantas por ese elemento.
- El aprovechamiento del C de la materia orgánica y su conversión en humus en el suelo.
- Sus propiedades físicas, químicas y biológicas.

De la velocidad de descomposición de los abonos orgánicos depende el tiempo que debe esperarse después de su aplicación para sembrar o plantar el cultivo que se vaya a beneficiar con esas aplicaciones.

Siempre que se aplique abono orgánico a los suelos se favorece la actividad microbiana porque la materia orgánica, es fuente de energía para los microorganismos. Para que estos se reproduzcan, desarrollen y crezcan deben tomar del medio: N, P, K y otros nutrientes. Si esos nutrientes no se encuentran en el abono orgánico, los microorganismos los toman del suelo y entonces puede establecerse competencia entre la actividad microbiana y el desarrollo de las plantas con las que conviven.

Se conoce que los suelos que se mantienen con cultivos, normalmente su actividad microbiana es estable y su relación C / N es aproximadamente 12:1. En esas condiciones las adiciones de los residuos de las cosechas aportan materia orgánica al suelo y se mantiene el equilibrio de la actividad microbiana y la mineralización del nitrógeno se estabilizan en los límites normales.

Cuando se añade abono orgánico al suelo ese equilibrio se rompe porque la materia orgánica es fuente de energía para los microorganismos y su reproducción aumenta. Como la relación C / N de los microorganismos es aproximadamente de 6:1 (baja) y la del abono orgánico es más alta; los microorganismos necesitan N para formar sus cuerpos y si el abono orgánico no la tiene, tomarán nitrato y amonio del suelo, produciéndose

inmovilización del N, se establece competencia entre los microorganismos y las plantas cultivadas. En esas condiciones las plantaciones sufren afectaciones.

Para evitar esa competencia el productor debe conocer la relación C / N de los abonos orgánicos que utiliza para determinar el tiempo que debe esperar, después que los aplica, para sembrar o plantar los cultivos.

En la Figura 15.1 se presentan distintas posibilidades de la relación C / N del abono orgánico, su influencia en el tiempo de descomposición y las modificaciones que puede sufrir el N del suelo.

En la figura se aprecia:

- Si la relación C / N del abono orgánico es menor de 17:1 entonces el tiempo de descomposición es de 1 a 2 semanas y se produce mineralización del N. Las plantas se benefician de esa descomposición.
- Si la relación C / N es de 17:1 a 33:1 el tiempo de descomposición es de 2 - 4 semanas. En este caso la mineralización del N es igual a la inmovilización.
- Si la relación C/N de los abonos orgánicos es mayor de 25:1, cuando se aplican al suelo debe esperarse el tiempo establecido antes de sembrar ó plantar los cultivos. Si no se espera el tiempo indicado será necesario, aplicar fertilizante nitrogenado suplementario.
- Si la relación C / N del abono orgánico es mayor de 33:1 el tiempo de descomposición es de 4 a 8 semanas y en esas condiciones se produce inmovilización del N. En este caso no se debe sembrar ó plantar hasta que la descomposición se halla completado, pues las plantas pueden sufrir por la competencia que se establece con los microorganismos. Cuando la relación C / N es alta, en el proceso de descomposición se produce un efecto desfavorable para las plantas.

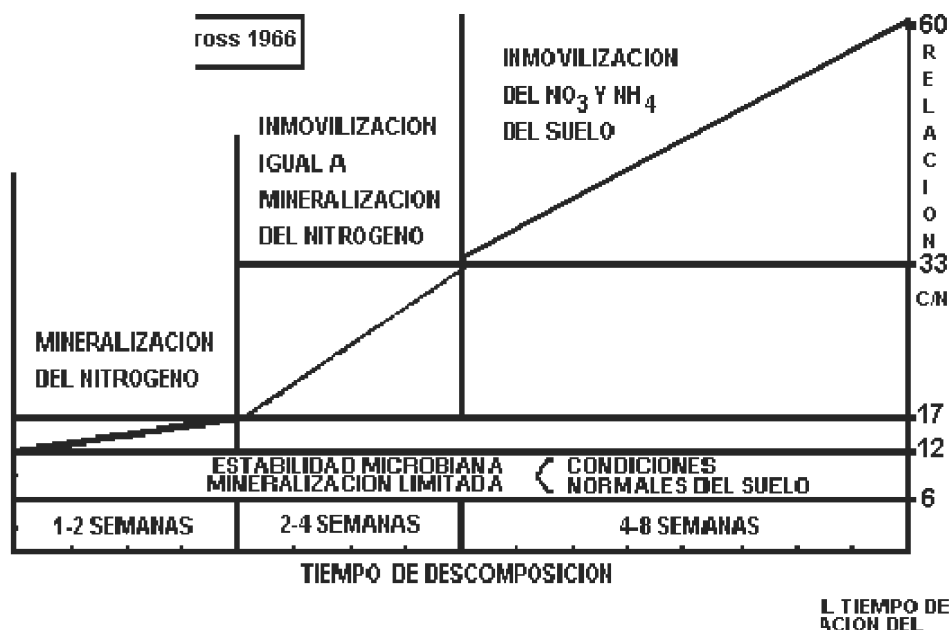


Figura 15.1 Influencia de la relación C / N de los abonos orgánicos sobre el tiempo de descomposición y su relación con la dinámica de mineralización del nitrógeno del suelo. Gross (1965)

Como la relación C/N de los microorganismos es aproximadamente de 6:1 ellos necesitan consumir C como fuente de energía y producen CO_2 que se pierde en la atmósfera. Si el contenido de N en el abono orgánico es bajo la materia orgánica se pierde y la conversión en humus es baja y entonces la eficiencia de la utilización del abono orgánico es muy baja y no se obtienen los beneficios que el productor espera. Esto, en última instancia, es un problema económico, pues en ese caso el efecto del abono orgánico sobre las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos es limitado y el efecto residual durará muy poco tiempo.

Por ello es necesario que los productores conozcan las características de los abonos orgánicos que utilizan y el manejo que deben hacer de ellos.

Evaluación de los abonos orgánicos.

Para evaluar los abonos orgánicos es necesario hacer el análisis químico que los caractericen. Las determinaciones más importantes son:

Humedad, materia seca, pH, carbonatos libres, materia orgánica y la determinación de elementos totales: N, P_2O_5 , K_2O , Ca y Mg y calcular la relación C / N.

La calidad de los abonos orgánicos depende de muchos factores que están muy relacionados con el origen y naturaleza de los residuos que se utilicen en su composición, el proceso de oxidación utilizado y de los productos químicos que se utilicen para enriquecerlos.

Por esa razón la calidad de un mismo abono orgánico puede variar de un lugar a otro, pero existen indicadores que son básicos para su evaluación sea cual fuera su origen o procedencia.

Requisitos:

Humedad

- Mientras más baja sea el abono tendrá mayor calidad.
- Es deseable que tenga 50% ó menos.

Relación C / N

- Es deseable que la relación C / N de los abonos orgánicos sea menor de 25: 1 por las razones que se explicaron.

Contenido de materia orgánica.

- El contenido de materia orgánica es la base de todo abono orgánico. Ya se expresó que su contenido debe ser de 50 % o más, expresado en base seca.

Contenido de nutrientes minerales

- Aunque el aporte de nutriente minerales no es el aspecto más importante en los abonos orgánicos para definir su calidad, su contenido tiene gran valor económico y práctico, especialmente cuando se establecen los sistemas de agricultura sostenible.
- En el abono orgánico es deseable que su contenido de N, P_2O_5 y K_2O sea equilibrado y lo más alto posible, de modo que cuando se aplique una dosis dada, los nutriente minerales que aporte sean suficientes para el desarrollo de cualquier

cultivo, sin necesidad de hacer correcciones con la aplicación de fertilizantes químicos.

En la Tabla No 15.2 se presenta el análisis químico de los principales abonos orgánicos que se utilizan en la agricultura. Al hacer la evaluación de estos abonos orgánicos se observa que el que presenta mejores características es el estiércol de oveja, es el que tiene valores más bajos de humedad y baja relación C / N. Además los valores de N, P_2O_5 y K_2O son relativamente altos y su relación NPK presenta balance adecuado para la mayoría de los cultivos.

Tabla No15.2. Características de los abonos orgánicos que con más frecuencia se utilizan en la agricultura (datos en base fresca). Tomado de Peneque (2004)

Tipo de abono orgánico	Humedad (%)	Relación C/N	M. O. (%)	N (%)	P_2O_5 (%)	K_2O (%)
Estiércol de vacuno	80.00	20:1	11.50	0.33	0.23	0.72
Estiércol de caballo	67.40	30:1	17.93	0.34	0.13	0.35
Estiércol de cerdo	72.80	19:1	15.00	0.45	0.20	0.60
Estiércol de oveja	61.60	15:1	21.12	0.82	0.21	0.84
Compost	75.00	16:1	13.75	0.50	0.26	0.53
Gallinaza	75.00	22:1	15.54	0.70	1.03	0.49
Guano de murciélago	23.00	8:1	13.20	0.96	12.00	0.40
Cachaza fresca	71.00	30:1	16.40	0.32	0.60	0.17
Cachaza curada	54.50	15:1	28.90	1.11	1.11	0.15

Para tener idea del aporte de elementos minerales de los abonos orgánicos se tendrá como ejemplo el estiércol de oveja presentado en la Tabla No 22.2.

Si se aplican 50 t.ha⁻¹ de este abono se aportará las siguientes cantidades de N, P₂O₅ y K₂O.

Nitrógeno: $N = (50) \times (1000) \times (0.82 / 100)$ $N = 410 \text{ kg.ha}^{-1}$

Fósforo: $P_2O_5 = 50 \times 1000 \times (0.21 / 100)$ $P_2O_5 = 105 \text{ kg.ha}^{-1}$

Potasio: $K_2O = 50 \times 1000 \times (0.84 / 100)$ $K_2O = 420 \text{ kg.ha}^{-1}$

Si se toma en cuenta que las dosis medias de N, P₂O₅ y K₂O que se recomiendan aplicar con los fertilizantes químicos, para la mayoría de los cultivos es 100 - 40 - 100 kg.ha⁻¹ por año se puede apreciar que la aplicación de 50 t.ha⁻¹ de ese estiércol aporta N y K₂O equivalentes al que reciben los cultivos en cuatro años y P₂O₅ para más de dos años.

Como los nutrientes minerales aportados por los abonos orgánicos presentan un coeficiente de aprovechamiento mayor que el que tienen los fertilizantes químicos, se espera que cuando se apliquen abonos orgánicos se obtenga un efecto residual para varios años.

Utilización de los abonos orgánicos. Cálculo de las cantidades a aplicar.

Cuando se tenga necesidad y posibilidad de utilizar los abonos orgánicos para beneficiar los suelos y los cultivos; antes de tomar una decisión de que hacer y cómo, debe tenerse presente algunos criterios básicos.

I- Que el efecto beneficioso de los abonos orgánicos sobre el suelo y los cultivos está determinado por la cantidad de materia orgánica que se aplica y no por la cantidad del abono orgánico en sí.

Ejemplo: Si se toma de la Tabla No 15.2 el estiércol vacuno (materia orgánica = 11.5 %) y el estiércol de oveja (materia orgánica = 21.12 %) y se aplica 50 t.ha⁻¹ de cada uno en las mismas condiciones de suelo y cultivo los beneficios que se obtengan serán diferentes, porque la cantidad de materia orgánica que recibe cada suelo no será igual.

Cantidad de materia orgánica a aplicar:

Estiércol vacuno: $50 \times 0.115 = 5.75 \text{ t.ha}^{-1}$

Estiércol de oveja: $50 \times 0.2112 = 10.56 \text{ t.ha}^{-1}$

Con el estiércol de oveja se aporta el doble de materia orgánica que la aportada por el estiércol vacuno. Por lo tanto la base del cálculo debe ser la cantidad de materia orgánica que se necesita y a partir de ese dato se calcula la cantidad de abono orgánico a aplicar.

II- Que la caracterización química del abono orgánico es imprescindible para tomar cualquier decisión y hacer los cálculos correspondientes.

Los abonos orgánicos pueden presentar diferencias debido a los diferentes residuos que lo componen y por el proceso de obtención. Si el productor no conoce las características de sus abonos orgánicos hará las aplicaciones “a ciegas” y no podrá estar seguro de los resultados que obtendrá.

III- Que las necesidades de aplicaciones de los abonos orgánicos dependen de los objetivos de esas aplicaciones.

Por lo general se presentan tres situaciones:

- A) Que se utilicen como enmienda orgánica para suelos con deficientes propiedades físicas, químicas y biológicas.
- B) Como sustituto de los fertilizantes químicos.
- C) Para establecer organopónicos u otras formas de agricultura orgánica.

¿Como se procede en cada caso para calcular las dosis o cantidades de abonos orgánicos a aplicar?

Caso A) Que se utilicen como enmienda orgánica para suelos con deficientes propiedades físicas, químicas y biológicas.

Es importante tener presente que cuando se aplica materia orgánica para mejorar los suelos, las cantidades óptimas dependen de la textura del suelo. Los suelos arcillosos necesitan dosis más altas, y el proceso de descomposición es más lento porque en esos suelos hay más microporos y menos aire disponible para los microorganismos. El tiempo de descomposición es mayor y el efecto residual dura más.

Los suelos arenosos requieren dosis más bajas. El proceso de descomposición es más rápido porque hay más macroporos en el suelo y más aire y la actividad microbiana es también más rápida. El efecto residual dura menos tiempo.

Para cultivos de ciclo largo.

- Para suelos arenosos.

Se ha determinado que las dosis óptimas se encuentran en el rango de 15 a 25 t.ha⁻¹ de “materia orgánica pura”. En esos casos el efecto residual de los beneficios que se obtengan en el suelo puede durar de 2 a 3 años.

- Para suelos arcillosos.

Las dosis óptimas se encuentran en el rango de 25 a 40 t.ha⁻¹ de “materia orgánica pura”. En esos casos el efecto residual dura de 4 a 5 años.

Para cultivos de ciclo corto.

Cuando se aplica abonos orgánicos a suelos dedicados a cultivos de ciclo corto las cantidades recomendadas son bajas.

- Para suelos arenosos.

Se recomienda de 5 a 7 t.ha⁻¹ de “materia orgánica pura”.

- Para suelos arcillosos.

Se recomiendan dosis de 10 a 12 t.ha⁻¹ de “materia orgánica pura”. En los cultivos de ciclo corto el efecto residual de la materia orgánica dura menos tiempo porque cuando se interrumpen los cultivos y se somete a las labores de preparación del suelo, para el próximo ciclo, se violenta y acelera la descomposición del abono orgánico.

Conceptos básicos para la producción de compost y su evaluación.

Compost

Es el abono orgánico que se obtiene al someter a la descomposición microbiana, por la oxidación, residuos de origen vegetal o animal o ambos juntos. Por lo general el compost es rico en materia orgánica (Humus) y contiene cantidades apreciables de elementos minerales (N, P, K, Ca y Mg).

Características del Compost.

Las características químicas, físicas y biológicas dependen de la naturaleza de los residuos que se utilicen en su obtención o preparación y del proceso tecnológico empleado. Si en su preparación se utiliza estiércol vacuno u otro residuo animal, el compost tendrá alto contenido de humus y nitrógeno y baja relación C / N y será friable.

Si en la preparación del compost se utilizan residuos vegetales con predominio de especies gramíneas o turbas el compost tendrá bajo contenido de N y alta relación C / N y en general tendrá mala calidad química y física.

Tabla 15.3. Análisis químico del compost. (Datos en base fresca). Tomado de Paneque (2004)

Humedad	70 %
PH	6.8
Materia Orgánica	13.80 %
Nitrógeno total (N)	0.50 %
Fósforo total (P₂O₅)	0.26 %
Potasio total (K₂O)	0.53 %
Relación C/N	16:1

Preparación (Producción) de compost.

Para producir compost de buena calidad se requiere disponer de todos los recursos técnicos y materiales que permitan realizar todas las actividades que son necesarias en el proceso de preparación.

Es necesario tener presente:

1. La transformación de los residuales orgánicos en humus se obtiene por un proceso biológico, donde el principal ejecutor son los microorganismos, que producen la oxidación. Esos microorganismos necesitan alimentos, aire, humedad y temperatura adecuada.
2. La preparación del compost requiere la utilización de residuos adecuados y con calidad, con mezclas bien proporcionadas y con suplementos minerales necesarios para obtener una buena actividad biológica.
3. Durante el proceso de preparación del compost es necesario evitar el exceso de humedad para que no se interrumpa la actividad biológica y los elementos solubles no se pierdan por lavado y lixiviación.
4. La producción de compost es un proceso laborioso, costoso, complicado y muy técnico. Para que resulte económico y beneficioso es preciso utilizar residuos de fácil adquisición y que su calidad garantice obtener un compost que reúna los requisitos para su empleo.

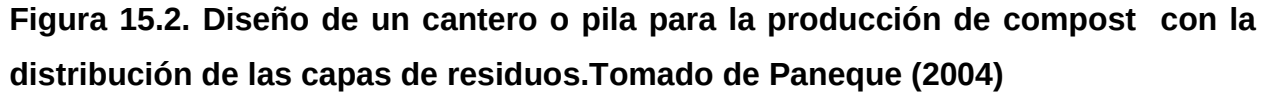
Procedimiento para su producción.

Para la preparación del compost deben seguirse los siguientes pasos:

1. Disponer de un lugar alto con piso de cemento con pendiente suficiente para que los líquidos de drenaje tengan salida para una fosa u otro lugar donde se colecten. Las “pilas” o “canteros” deben ser de aproximadamente de 2 a 2,5 m de base (ancho) y de 1.5 a 2 m de altura. El largo puede ser de 10 m o más según las condiciones y necesidades del lugar. Recuerde que un cantero que tenga 2 m de ancho por 1.5 m de alto puede proporcionar aproximadamente 1 t de compost por metro lineal de

cantero, por lo que un cantero de 10 m lineales puede producir 8 a 10 t de compost aproximadamente.

2. El lugar donde se vaya a situar los “canteros” o “pilas” debe tener agua disponible para regarlos mientras se esté preparando el compost.
3. El espacio entre canteros debe ser suficiente para que los trabajadores puedan realizar sus actividades libremente sin interrupción.
4. Los residuos que formarán el compost se dispondrán en capas de aproximadamente 10 a 20 cm. de altura una superpuesta sobre la otra, repitiendo las capas en forma sucesivas como se indica en la Figura 15.2. que se toma como ejemplo. La altura de las “pilas” es importante, pues de eso depende el movimiento del aire y el agua dentro de ellas.
5. Cuando se haya establecido la “pila” con todas sus capas debe aplicarse un riego ligero para obtener un grado adecuado de humedad. Estos riegos deben darse una vez por semana según la época del año, lo cual influye en el intervalo de riego.
6. A las tres semanas de haber preparado la “pila” debe comenzar el proceso de oxidación y la temperatura del material debe alcanzar de 60 a 70 °C. Entonces se da la primera vuelta al material para uniformar su contenido y lograr la aeración, después debe darse otro riego. Esta operación puede hacerse utilizando un tridente o máquina especial para el movimiento de los residuos. Con esto se activará el proceso de oxidación. A las 6 semanas se repite la operación de volteado y el tercer movimiento a las 9 semanas.
7. El proceso de oxidación debe completarse a los 3 meses de haberse montado la “pila”. El final del proceso de descomposición se conoce porque la temperatura del compost muestra tendencia a disminuir e igualarse a la temperatura ambiente. Además, el material toma aspecto uniforme, friable y de color oscuro. Recuerde que el tiempo necesario para completar la descomposición puede variar en dependencia del tratamiento que se le de y a las condiciones climáticas.



Se recomienda utilizar los fertilizantes que se relacionan a continuación

450

Estos fertilizantes se aplicaran de forma uniforme distribuidos en todas las capas

Abonos Verdes. Uso y manejo en la agricultura

El empleo de los abonos verdes en la agricultura constituye una práctica tradicional que consiste en la incorporación de una masa vegetal no descompuesta de plantas cultivadas con la finalidad de mejorar las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo, constituyendo una importante alternativa que puede sustituir parcial o totalmente los fertilizante minerales.

Las plantas utilizadas como abonos verdes generalmente pertenecen a la familia de las leguminosas, por la posibilidad que tienen estas de fijar nitrógeno atmosférico en asociación con bacterias del género *Rhizobium*, aunque en los últimos tiempos se cultivan otras especies de crecimiento rápido y de buena producción de masa verde, como es el caso de algunas gramíneas, crucíferas o compuestas.

Para poder introducir esta alternativa nutricional en la agricultura y ordenarla y sistematizarla en una rotación de cultivos, es necesario conocer las especies idóneas para cada cultivo y cuenca, cuantificar la magnitud de la fijación biológica del nitrógeno (FBN) de las especies de leguminosas promisorias, la velocidad y extensión de la mineralización del material vegetal incorporado y conocer la eficiencia del nitrógeno incorporado en los cultivos sucesores.

Los abonos verdes constituyen una práctica tradicional que consiste en la incorporación de una masa vegetal no descompuesta de plantas cultivadas con la finalidad de mejorar las propiedades físicas, químicas y biológicas del suelo

Las funciones de los abonos verdes están asociadas a los siguientes puntos básicos:

- ◆ Cobertura y protección del suelo.
- ◆ Mejora de sus condiciones físicas, químicas y biológicas.
- ◆ Incremento de su contenido en materia orgánica, así como del aporte, reciclaje y movilización de nutrientes.
- ◆ Combate de los nemátodos, las plagas y las enfermedades.

- ♦ Control de plantas invasoras.

Influencia sobre las características físicas, químicas y biológicas del suelo.

Efectos físicos: Se ha demostrado que los abonos verdes influyen directamente en las características físicas de los suelos debido a la adición de materia orgánica y al aumento y proliferación de las raíces. Las características físicas más influenciadas por los abonos verdes son: agregación, capacidad de retención del agua, densidad, velocidad de infiltración y aeración. Dependiendo estos efectos de la calidad, cantidad y tipo de manejo dado al material adicionado, de los factores climáticos y de las características de los suelos.

Numerosos estudios han demostrado que con la incorporación de los abonos verdes al suelo se logran apreciables incrementos en el número y tamaño de los agregados bajo diferentes ecosistemas. Un incremento cerca del 30 % en los agregados del suelo mayores de 5 mm. Por otra parte al utilizar la rotación vicia – maíz se observa que esta asociación fue la más efectiva en la estabilización de los agregados y se reflejó en el aumento de la productividad del maíz.

Las gramíneas se han destacado por la eficiencia en la formación de agregados, a través de las acciones directas e indirectas de las raíces. Es por ello que uno de los métodos más adecuados para mejorar la estructura del suelo, es mediante la mezcla de una gramínea con vigoroso sistema radical en constante renovación y una leguminosa que acelere la descomposición de los residuos vegetales. Además con el uso de los abonos verdes se mantiene protegido el suelo mejorando la estructura del mismo y propiciando una mayor capacidad de almacenamiento del agua, además de defenderlo de la erosión eólica e hídrica.

Efectos químicos: Los principales efectos químicos esperados con la utilización de los abonos verdes son:

- ♦ Aumento del contenido de materia orgánica del suelo a lo largo de los años, dependiendo esto de factores como cantidad y calidad de la biomasa vegetal, tipo de suelo, factores climáticos y prácticas culturales empleadas.

- ◆ Disminución del lavado de nutrientes y de su mayor disponibilidad, principalmente del nitrógeno, por su adición al suelo mediante la fijación biológica a través de la simbiosis que se establece con las bacterias del género *Rhizobium*.
- ◆ Elevación del pH del suelo, por la mineralización de aniones orgánicos a CO₂ y H₂O.
- ◆ Disminución de tenores de aluminio.
- ◆ Movilización de formas estables de P y K, convirtiéndolos en formas asimilables para las plantas.

Efectos biológicos: Existe considerable información acerca de la microfauna del suelo utilizando residuos de cosechas y estiércol animal, pero los estudios relacionados con los efectos de los abonos verdes sobre la actividad microbiana son limitados. Sin embargo se ha comprobado que las plantas utilizadas como abonos verdes benefician la actividad biológica, debido a que aportan un material orgánico para el suelo determinante en la actividad de los microorganismos, constituyendo una fuente de energía para el desarrollo de estos.

Fijación biológica del nitrógeno.

La fijación del nitrógeno es un proceso clave para que continúe la vida sobre la tierra, constituye uno de los fenómenos naturales más importantes en el ciclo del N en la biosfera.

Se estima que en la atmósfera que rodea a cada hectárea de la superficie terrestre existen aproximadamente 80 000 t de N que no es accesible para las plantas hasta que no ocurre la fijación biológica del nitrógeno. Este es considerado como uno de los procesos fundamentales que ocurren en la naturaleza, de no haberse realizado continuamente en el transcurso de la explotación agrícola y durante milenios el suelo ya habría perdido su capacidad de producir. Se plantea además que este es el proceso que indemniza la pérdida de nitrógeno ocurrida por la desnitrificación, volatilización, absorción por cultivos, erosión y otros

La FBN es realizada por un número limitado de especies procariotas, generalmente bacterias y algas verdes - azules (Cyanophyceae) y se manifiesta en diversos procesos,

tanto simbióticos como no simbióticos. Dentro del grupo de microorganismos procariotas que establecen simbiosis se encuentran las bacterias de los géneros *Rhizobium* y *Bradyrhizobium* y dentro de los microorganismos de vida libre que establecen fijación no simbiótica del N se encuentran las bacterias de los géneros *Azotobacter*, *Beijerinckia*, *Pseudomonas*, *Azospirillum*, *Clostridium* y otras

El nitrógeno fijado por el proceso de simbiosis *Rhizobium* - leguminosas es el de mayor importancia en la agricultura. Esta asociación provoca la formación del nódulo, en el cual se lleva a cabo la fijación de nitrógeno atmosférico al penetrar este por el suelo hasta los nódulos, donde es reducido a amoníaco por la enzima nitrogenasa de los bacteroides del *Rhizobium*. Este amoníaco se incorpora luego a las estructuras carbonadas para producir aminoácidos y proteínas.

Para que este proceso se lleve a cabo con un completo beneficio para la planta debe tener buena estructura del suelo, que no haya deficiencia de molibdeno o boro, poco nitrógeno combinado en el suelo, presencia de cepas de bacterias específicas en número suficiente y condiciones favorables para el desarrollo de las plantas.

La FBN es bastante significativa para un gran número de leguminosas, variando su magnitud en dependencia de las especies (desde 0 a más de 200 kg / ha / año). Grandes cantidades de N son fijadas por leguminosas perennes como la *Leucaena leucocephala* que llega hasta 400 kg./ha/año. Asimismo se ha comprobado que las leguminosas de grano fijan de 15-210 kg.ha⁻¹. De esta manera diversos autores, han informado que algunas especies como *Sesbania sesban*, *Crotalaria juncea*, *Stizolobium aterrimum* y *Canavalia ensiformis*, pueden fijar 448, 150 a 165, 157 y de 57 a 190 kg./ha/año respectivamente.

Se ha demostrado que la FBN en dos variedades de maní (*Arachys hypogaea*) osciló entre 72 y 77 % siendo una cantidad de 150 a 200 Kg. N. ha⁻¹ en 106 a 119 días y para la soya (*Glycine max. merril*) la FBN varió de 66 a 68 % representando una cantidad de 108 a 152 Kg. N. ha⁻¹ bajo similares condiciones.

El efecto positivo de la FBN es aprovechado por numerosos países, fundamentalmente pobres y con escasos recursos. Brasil, es el líder mundial, por usar las más bajas

aplicaciones de nitrógeno mineral (media de 10 kg.ha⁻¹). En este país, las carencias de nitrógeno la suplen con asociaciones con bacterias diazotróficas y obtienen el 30 % de su nitrógeno por FBN con fertilización de P, K y microelementos.

De modo general el nitrógeno fijado biológicamente puede contribuir significativamente a la nutrición nitrogenada tanto de leguminosas como no leguminosas que se desarrollan en mezclas. Es por ello importante esta vía para incrementar la producción de los cultivos, principalmente en países subdesarrollados debido al alto costo de los fertilizantes nitrogenados, además de su importancia desde el punto de vista ecológico, para la conservación del medio ambiente.

Características que deben tener las plantas para ser utilizadas como abonos verdes:

- Excelente vitalidad y germinación de las semillas

- Precocidad en el crecimiento

- Especies y variedades exigentes a las condiciones del suelo y el clima

- Crecimiento rápido y gran formación de fitomasa

- De fácil incorporación

- Que sean resistentes a plagas y enfermedades

- Que la obtención de semillas no se dificulte

- Tener en cuenta el lugar que ocupa el abono verde en la rotación

Inoculación de las semillas

Se conoce que las leguminosas adquieren su mejor crecimiento cuando son bien abastecidas de bacterias que sirven para fijar nitrógeno. Si las leguminosas son sembradas en suelos que contienen bajos niveles de nitrógeno, generalmente adquieren un desarrollo saludable si son bien inoculadas con bacterias. Las bacterias formadoras de nódulos en ocasiones no se encuentran presente en el suelo o las que están presentes son poco eficientes, es por ello que es necesario suministrarla artificialmente la primera vez que se siembre alguna leguminosa. Si cultivamos la misma leguminosa en el terreno repetidamente y en cortos intervalos por varios años, la población de bacteria se

reconstituirá en el suelo de tal modo que no será necesario inocular la semilla constantemente.

La misma raza de bacteria no tiene capacidad de desarrollar nódulos en todas las leguminosas. Cada especie o grupo de especie requiere una raza específica de bacteria.

Los inoculantes no deben adquirirse con mucha anticipación a la fecha en que deben usarse. A menos que se almacene bajo refrigeración, la bacteria puede deteriorarse considerablemente antes de ser aplicada a la semilla. Nunca debe inocularse en la luz directa del sol, debe hacerse este proceso el mismo día o un día antes de la siembra de la semilla.

Producción de semillas de abonos verdes

Es una actividad muy importante por lo que se debe establecer esta práctica en las áreas de producción donde existan suelos empobrecidos, erosionados, para ello es necesario que las empresas se autoabastezcan creando para ello los bancos de semillas usando distancias más amplias de siembras y las atenciones culturales deberán ser más sistemáticas.

Cuatro buenas razones para producir abonos verdes

1. Los abonos verdes son baratos, sólo se necesita la semilla y la mano de obra, después del primer año, el agricultor puede producir su propia semilla sin costos. Los abonos químicos son mucho más caros y no dejan los beneficios de los abonos verdes.
2. Los abonos verdes se utilizan donde se producen, los abonos químicos exigen de transportación desde donde se venden hasta el terreno (gastos).
3. Los abonos verdes no contaminan el medio porque vienen de la misma naturaleza. Los abonos químicos contaminan las aguas, eso puede ocasionar enfermedades .
4. Los abonos verdes tienen muchos usos: alimentación humana, animal, usos industriales: papel, gomas, maderas, textiles.

Consideraciones finales

- Incrementar el número de especies y variedades de plantas de abonos verdes y plantas de cobertura (biodiversidad)
- Introducir los abonos verdes dentro de un número cada vez más amplio de sistemas de cultivos agrícolas
- Los abonos verdes no deben ocasionar gastos adicionales fuera de la compra de semillas y la mano de obra necesaria
- No deben sembrarse en terrenos que tengan un costo oportunidad para el agricultor
- Los abonos verdes deben ser concebidos no sólo para incrementar la fertilidad del suelo sino también para su conservación
- Disminuir los costos de producción de semillas mediante el uso de tecnologías de mecanización agrícola con sombra mínima o cero

Bibliografía (Referida y Consultada).

- AFES (1990): Referentiel Pedologique Francaise. Presentation au Congress International de Science du Sol. Kyoto, Japan, 203p.
- Aguilera, H. N. (1989). Tratado de Edafología de México. Tomo I, Fac. de Ciencias, UNAM. México.
- Aguilo, M. et al. (1992). Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. Serie Manuales 3. CEOTMA. MOPU. Madrid
- Alam, S.M. (1981). Effects of solution pH on the growth and chemical composition of rice plants. J. of Plant Nutr. 4: 247-260.
- Allison, E. , Brown, J. W. , Hayward, H. E. , Richards, L. A. , Berstein, L. , Fireman, M. , Pearson, G. A. , Wilcox, L. V. , Bower, C. A. , Hatcher, J. T. , and Reeve, R. C. (1974) Diagnostico y Rehabilitación de Suelos Salinos y Sódicos. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América. Editorial Limusa. México
- Alonso, M. Carmen. (1997). Influencia de tres sistemas de cultivo en algunas propiedades físicas de los suelos Ferralíticos Rojos . Tesis de Maestría en Ciencias Agrícolas. ISCAH.
- Altieri, M.A (1992) El Rol Ecológico de la Biodiversidad en Agroecosistema. Agro Ecología y Desarrollo. CLADES. Santiago de Chile 2-11 p
- Amprath, E.J. and C.D. Foy. (1971). Lime fertilizer plant interaction in acid soil. In R.A. Olson. Fertilizer technology and use. 2nd. Ed. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, Wis. 105-155.
- Arnoldus, H. M. (1978). Anaproximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. En: De Boodst, M., & Gabriels, D. (eds.) Assessments of erosion: 127-132. John Wiley & Sons, Inc. Nueva York (EEUU).
- Asher, C. (1992). Recent research on soil acidity: identifying toxic aluminum in soils. p 61-68. *In*
- Atlas Nacional de Cuba (1970). Academia de Ciencias de Cuba. Academia de Ciencias de la URSS.

- Atterberg, A. (1911). Die Plastizitat der tone. Intern. Mitt.Bodenk, 1:10-43.
- Aubert, G., et P. Segalen (1966): Les sols ferralitiques. Avant propos. Cah. ORSTOM, ser. Pedologie, 4(4):3-4.
- Austin, A. (1967). Climatología. Edicione R. 375 pp.
- Balmaceda, C., D. Ponce de León y Ledy Benítez. (1999). Profundidad efectiva del suelo. Cañaveral Vol. 5, No. 3. P 27 – 30.
- Baracoa.(1998) Informe para proyecto 007-01-002, Instituto de Suelos, MINAG, 57p.,
- Baver, L. D. , Gardner, W. R. (1972). Soil Physics. John Willy and Sons. INC. New York.
- Belobrov, V.P. (1978): Sobre el lixiviado y la diferenciación textural en algunos tipos de suelos de Cuba (en ruso). Pochvovedenie, 5:29-41.
- Bennet .H. H. And R. V. Allison. (1928). The Soils of Cuba.Tropical Plant Research Foundation. Washington, D. C..
- Bennett, H. H. (1932): Algunos Nuevos Suelos de Cuba. Comisión Nacional Cubana de la UNESCO. 1962. La Habana, Cuba, 127p.
- Besoain, E. (1985). Mineralogía de Arcillas de Suelos, IICA, Costa Rica, AC, 1205
- Blakemore, L.C. (1978). Exchange complex dominated by amorphous material (ECDAM). In: Theandisol proposal. G,D. Smith (ed.) Nueva Zelanda.
- Blume, H.P. (1990): Soils with Gleyic and Stagnic Attributes. XIV Int. Cong. Soil Sci. Kyoto, Japan, Symp. V-2
- Blume, H.P. (1994): Soils with Gleyic and Stagnic properties. 15th World Congress of Soil Science. Acapulco, México. Symp. ID-22, Vol. 6a, pp. 839-847.
- Bolggs, J. (1997). Efecto de la labranza sobre las características físicas del suelo En: Manual de prácticas integradas de manejo y conservación de suelos. Disponible en: http://www.fao.org/ag/ags/AGSE/agse_s/7mo/iita/C7.htm

- Bradford, J.M. , Gupta S.C. (1986) Compressibility. Methods of Soil Analysis. Part. I. Physical and Mineralogical. Agronomy Monograph 9. Second Edition. New York. EEUU. Pág. 479.
- Brady, C. N. and Weil, R. R. (1996). The nature and properties of soils. 11^a ed. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, USA.
- Brinkman, R. (1970): Ferrolisis; a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3(3):199-206.
- Buckman, H. R. y Brady, N.C. (1967). Naturaleza y propiedades de los Suelos. Edición Revolucionaria. Cuba pag. 13.
- Buol, S.W., F.D. Hole, y R.J. McCracken (1981): Génesis y clasificación de Suelos. Editorial Trillas, 2da. Ed. México, 1991, 417p.
- Cairo, P. (1980) Caracterización física de los suelos más importantes de Cuba y su relación con los métodos de cultivo. Universidad Carlos Marx, Leipzig, RDA. Tesis de Candidatura.
- Cairo, P. y Fundora, O. (1994). Edafología. Editorial Pueblo y Educación. Pág. 118 – 141.
- Casanova, E. (1996) Introducción a la Ciencias del Suelo. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Agronomía. Caracas. Pág. 321.
- Chenu, C., Arias, M. and Besnard, E. (2001). The influence of cultivation on the composition and properties of clay – organic matter associations in soils. *In*: Rees, R. M., Ball, B. C., Campbell, C. D. and Watson, C. A. Sustainable management of soil organic matter, CABI Publ. NY.
- CITMA. (1998) "I Convenio Internacional de Medio Ambiente y Desarrollo. Congreso de Educación ambiental para el Desarrollo sostenible". Editorial Academia de Ciencias. La Habana, (465 p.).
- CLADES (1997). Agroecología y Desarrollo Rural par Maestros Rurales. Cursos en modalidad para Educación a Distancia. CIED. Perú

- Colotti, E. (1998). Determinación de la energía cinética de la lluvia con datos horarios Terra. XIV(23): 55 disponible en <http://www.revele.com.ve/programas/indice/ria.php?id=11283&rev=terra>
- Colotti, E. (1999). La erosividad cualidad de la lluvia poco conocida. Terra XV(24): 97 disponible en <http://www.revele.com.ve/programas/indice/ria.php?id=11375&rev=terra>
- COMARNA (1994) Degradación de la tierra en Cuba y acciones para su control. 1ra Edición Evaluación Cartográfica y Políticas Preventivas de Conservación de los suelos. UNESCO/ PNUMA. Roma. Italia. 86 p
- Copley, J. (2000): Ecology goes underground. Nature, Vol. 6:452-454
- CORINE (1992). Soil erosion risk and important land resources - in the southern regions of the European Community disponible en http://reports.eea.eu.int/CORO-soil/en/soil_erosion.pdf
- Crawley, J.T. (1916): Las Tierras de Cuba. Est. Experimental Agronómica de Santiago de las Vegas. Boletín No. 28, 81p.
- Dapples, E.C. (1963). Geología Básica. Ediciones Omega. Barcelona España. Pág. 171.
- David, L., Paneque, VM., y Martinez, M.A. (1994). Influencia del residual de torula sobre algunas propiedades físicas de un suelo Oscuro Plástico gleyzoso y su relación con los rendimientos agrícolas dela cañade azúcar. Cultivos Tropicales. 15: 2, 5-8.
- De la Rosa, D., F. Mayol, J.A. Moreno y A. Rosales (1996). CDBm Base de Datos Climáticos Mensuales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología, Sevilla. disponibl<http://leu.irnase.csic.es/microlei/manual1/cdbm/cdbm0.htm>
- De Pedraza, J. (1996). Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda. 413 pp.

- DeBano, L. F. (1969). Water movement in water repellens soils. In L. F. DeBano and J.,Lebry (eds) Water repellent soils. Univ. Calif., Riverside. Pp. 61-90. XXII Curso diplomado internacional de edafologia "Nicolas Aguilera"
- DeBano, L. F. (1981). Water repellent soils: A state-of – the – art. Gen. Tech. Rpt. PSW 46, For. Serv., U.S. Dept. Agr. Berkeley, Calif. 21 pp.
- DeBano, L.F. (1975). Infiltration, evaporation and water movement as related to water repellency. In: Soil Conditioners. Spec. Publ. 7. Soil Sci. Soc. Am.,Madison, Wisc., p. 155-163.
- Deckers, J.A., F. Nachtergaele, O. Spaargaren (1998): World Reference Base for Soil Resources. Introduction. ISSS/ISRIC/FAO, Acco. Leuven/Amersfoort, Belgium, 165p.
- Degradación de la Tierra. CONACYT. México. D.F.
- Del Val, J. (1987). Factores que controlan los procesos de erosión sedimentación. En Revista Riesgos Geológicos. Serie Geológica Ambiental. Instituto geológico y Minero de España. Curso de Riesgos Geológicos, p.20-33.
- Dent, D. and Young, A. (1981). Soil survey and Land Evaluation. George Allen and Unwin.
- Derpsch, R. (1997). Beneficios de una agricultura con alta cobertura del suelo [en línea] En: Siembra directa. Enero. Disponible en: <http://www.rolf-derpsch.com/siembradirecta.htm>
- Derruau, M. (1991). Geomorfología Editorial Ariel, Barcelona, 499 pp.
- Díaz, E., Roldán, A., Lax, A., y Albaladejo, J. (1994). Formation of stable aggregates in degraded soil buy amendment withurban refuse and peat. Geoderma. 63, 277-288.
- Dibut, B; A. Rodríguez y R. Martínez Viera (1996): Efecto de la doble función de Azotoryza sobre el plátano. Imfomusa. 5(1):20-23.

- Dimo, V. N. (1968): Particularidades zonal-provincial de las temperaturas de los suelos de la URSS y Clasificación de los regímenes hídricos y de temperatura de los suelos de la Unión Soviética. (en ruso). Moscú, pp. 3-87.
- Dixon, J. B., Schulze, D.G. (eds.) (2002). Soil Mineralogy with Environmental Applications. SSSA Book Series N°7, SSSA, Inc. Madison, WIS, USA.
- Dixon, J.B., Weed, G.B. (1989). Minerals in Soil Environments, 2nd Ed. SSSA Book Series, SSSA, Madison, Wis. USA. 1244 p.
- Dokuchaev, V.V. (1883): El Chernozión Ruso (en ruso). Tipografía Deklerona y Evdokumova. San Petersburgo, 370 p.
- Douchaufour, P. (1970) *Precis de Pedologie* Masson et Cie Editeurs. Paris. Francia. Pág.364
- Driessen, P., J. Deckers, F. Nachtergaele, O. Spaargaren (2001): Lecture Notes on the Major Soils of the World. FAO, World Soil Resources Reports 94, 334p.
- Dubroeucq, D. et M. Thiry (1994): Indurations Siliceuses dans des Sols Volcaniques. Comparison avec des Silcretes Anciens. 15th World Cong. Soil Science. Acapulco, Mexico. Symp. ID-13, Vol. 6a, pp. 445-459.
- Duchaufour, Ph. (1984). Edafología. Tomo I. Edafogénesis y clasificación. 493 p.
- Duchaufour, Ph. (1984): Edafología y Clasificación. Versión española, Masson, s.a. 492p. Edafología Nicolás Aguilera. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Dudal, R. (1968). Suelos arcillosos oscuros de las regiones tropicales y subtropicales. FAO, Roma, 170p.
- Durgin Philip B. (1985). Burning changes the erodibility of forest soils. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 40, (3): 299-301.
- Dvořáková, A., y F. Toman (2003). Analysis of rain causing erosion in the central Colombian Andes. *Acta univ. agric. et silvic. Mendel. Brun.*, LI, (4):23-30.
<http://old.mendelu.cz/veda/acta/ac403.htm>

- Dvořáková, A., y F. Toman (2003). Analysis of rain causing erosion in the central Colombian Andes. *Acta univ. agric. et silvic. Mendel. Brun.*, LI, (4):23-30.
<http://old.mendelu.cz/veda/acta/ac403.htm>
- El-Swaify, S.A. y J. W. Fownes (1992). Erosion processes and models: applications in the tropics. En Hurn, H. y Tato, K. (eds) *Erosion, Conservation and Small-Scale Farming*. 135-150. Geographica Bernensia, Berna (Suiza)
- Emerson, W.W., R.C. Foster and J.M. Oades. (1986). Organo mineral complexes in relation to soil aggregation and structure. *In* P.M. Huang and M. Schnitzer (eds.) *Interactions of soil minerals with natural organics and microbes*. Special publication 17. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin.
- Enciclopedia en Carta. (2002) <http://encarta.msn.es>. Factores limitantes de la agroproductividad de los suelos del Macizo montañoso Sagua Baracoa.
- ENHICA (1997). Bases de datos de lluvia. INRH. La Habana
- Esparza L. J.A. y Trujillo M. G. P. (1986). Algunos aspectos ecológicos básicos para el manejo integral de la cuenca hidrográfica "Presa Cointzio". INIFAP. COFOM Morelia, Mich. 107 PP.
- Evans, L. B. (1983). Hydrophobicity of Cindery Typic Cryorthents. M.S. thesis. Oreg. State Univ., Corvallis.
- FAO (1980) Metodología provisional para la evaluación de la degradación
- FAO / ISRIC / PNUMA. (1996). Degradación del suelo debido a actividades humanas. Cumbre Mundial sobre la alimentación, Roma.
- FAO. (1976). Esquema para la Evaluación de Tierras. Boletín de Suelos 32, Roma, Italia. 79 pp.
- FAO. (1985A). Directivas: Evaluación de Tierras para agricultura en secano. Boletín de Suelos de la FAO 52, Roma, Italia. 228 pp.
- FAO. (1985b). Directivas: Evaluación de Tierras para agricultura de regadío. Boletín de Suelos de la FAO 55, Roma, Italia. 228 pp.

FAO. (1997). Zonificación agro-ecológica. Guía general. Boletín de Suelos FAO 73, Roma, Italia, 82 pp.

FAO-UNESCO (1988): Soil of the World. Revised Legend. FAO, Rome, 119p.

FAO- UNESCO - ISRIC. (1988): Soil Map of the World. Revised Legend. World Soil Resources Report No. 60. FAO, Rome, Italy, 119p.

Febles, J. M. (2003). Gestión de los Recursos Naturales en función del Medio Ambiente. Universidad Agraria de la Habana "Fructuoso Rodríguez Pérez" y Universidad Autónoma Gabriel René Moreno. Santa Cruz de la Sierra _Bolivia 48 pp..

Febles, J.M. (1988). "La erosión de los suelos en las regiones cársicas de la provincia de La Habana" [inédito], tesis para optar por el grado de Doctor en Ciencias Agrícolas, Facultad de Agronomía, Instituto Superior de Ciencias Agropecuarias de La Habana Fructuoso Rodríguez Pérez

Febles, J.M. y Durán, J.L. (1988). Manual de Erosión y Conservación de Suelos.

Feller, C.; Bernhard - Reversat, F.; García, J. L.; Pantier, J. J. (1987): Etude de la matiere organique de différentes fractions granulométriques d' un sol sableux tropical. Effets d' un amendement organique (compost) Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.; Vol. XX, #3, 223-238;.

Fernández, Adelaida, A. Mesa, G. Urbano y H. Cuanalo. (1982). Generación de funciones de producción en el cultivo de la caña de azúcar. Agrotecnia de Cuba, 14 (2). p. 33 – 38.

Ferralítico Rojo típico durante el cultivo continuado. Tesis Doctoral. ISCAH.

Floria Bertsch. (1995). La Fertilidad de los suelos y su manejo. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo. San José, 157p.

Fournier, F. (1960). Climat et érosion. Ed. Presses Universitaires de France. París.

Fridland, V.M. (1982): Principios y elementos fundamentales para la Clasificación Básica de los Suelos y Programa de Trabajo para su confección (en ruso). En:

- Problemas de Geografía, Génesis y Clasificación de suelos, Edit. Nauka, 1986, 5-34.
- Fripiat, J.J. and A.J. Herbillon (1971): Formation and transformation of clay minerals in tropical soils. In *Soils and Tropical Weathering*. Unesco. Paris. Natural Soil Resources XI, pp.15-24.
- Frometa, E. (1980). Variaciones producidas en algunas propiedades de un suelo
- Gabriels, D., A. Vermeulen, K. Verbist, y M. Van Meirvenne (2003). Assessment of rain erosivity and precipitation concentration in Europe. En *Symposium 25 Years of Assessment of Erosion Ghent, Belgium Proceedings* pp 87 – 92
- García E. (1981). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koppen. 3ª edición . México. 252pp.
- García, E. (1973): Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koppen. Inst. de Geografía, UNAM, 2da. Ed., 246p.
- García, F. (1992). Estudio sobre la estabilidad de los agregados en suelos, aspectos químicos y microbiológicos. Trabajo de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad de Murcia.
- García, Margarita ; Treto, Eolia ; Álvarez, Mayté (1997) Contribución al estudio y utilización de los abonos verdes en cultivos económicos desarrollados sobre suelos Ferralíticos Rojos. En *Resúmenes III Encuentro Nacional de Agricultura Orgánica*, UCLV, Villa Clara, 105 pp.
- Gavande, S.A. (1973). Física de Suelos. Principio y aplicaciones .Editorial Limusa – Willey S.A. México.
- Gong Zi Tong (1988). Progress in Soil Classification of China. In *Soil Classification*. UNEP, ISSS, 1990, Moscow, pp. 123-141.
- Gounou, E. (1997): “Aplicación del enfoque morfoedafológico al estudio de la variabilidad de algunos suelos en un geosistema cársico (La Habana, Cuba)” [inedito], tesis para optar por el grado de Doctor en Ciencias Agrícolas, Facultad

de Agronomía, Instituto Superior de Ciencias Agropecuarias de La Habana
Fructuoso Rodríguez Pérez

Grim, R.E. (1968). Clay Mineralogy, 2nd. Ed. McGraw-Hill Co, N.Y., USA. 165- 184

Guedroiz, K.K. (1931). Die Lehre vom adsorptionsvermogen der Boden Steinkpff.
Dresde.

Guerasimov, I. P. (1972): Ensayo sobre el enfoque genético en la clasificación de los
suelos tropicales, cortezas de intemperismo y productos de su redepositación (en
ruso). IZV. ANSSR, ser Geografía, 5:21-33.

Guerasimov, I.P. (1975). Experiencias en el diagnósotico genético dde los suelos de la
URSS, sobre la base de los procesos edáficos. En Problemas Teóricos de la
Clasificación de Suelos. Edit. Academia, La habana, 1984, pp.86-99.

Guerasimov, I.P. and M.A. Glazovskaya (1965): Fundamentals of Soil Science and Soil
Geography. Israel Program Translations, Jerusalem, 380 p.

Guerasimov, I.P. Y Glazovskaya, M.A. (1970) Fundamentals of Soil Science and Soil
Geography. Impresora Universitaria "Andrés Voisin". La Habana, Pág. 39

Hernández, A. (1966): Importancia del Estudio Genético de los Suelos. Su aplicación en
la provincia de Las villas. Rev. Tecnología Agropecuaria No. 2:36-65.

Hernández, A. (2001). Suelos afectados por salinidad o sodicidad. Un caso de estudio:
Cuba. Conf., Trinacional Cuba-Venezuela-Mali. Holguín, Cuba, 32p.

Hernández, A. y M.O. Ascanio (2000). Fundamentos de Geografía de Suelos (en el
ejemplo de Cuba). En computadora, 257p.

Hernández, A., Ascanio, O., Morales, M. y León, A. (2005).La Historia de la
Clasificación de Suelos de Cuba. Editorial Félix Valera, INCA, MES (en edición).,

Hernández, A., Ascanio, O., y Camacho, E. (1988): Genetic Classification of Cuban Soils.
In Soil Classification, UNEP, ISSS. Moscow, pp. 155-157.

Hernández, A., Ascanio, O., y Pérez, J. M. 1971: Informe sobre el mapa genético de los
suelos de Cuba en escala 1:250 000. Rev. de Agricultura No. 4:1-20.

- Hernández, A., Bosch, D., y Morales, M. (1998). Características de los suelos tropicales y procesos de degradación en ellos inducidos por el hombre. II Curso Internacional de Agricultura Tropical, INIFAT, UNIV. HABANA, CERA de Valencia (España); pp 11-19.
- Hernández, A., J. Baisre, G. Tatevosian, y M. Ronda (1980): El hierro total, libre y amorfo en los principales suelos de Cuba. Edit. Academia, Instituto de Suelos, 54p.
- Hernández, A., J.M. Pérez, D. Bosch y L. Rivero (1999). Nueva Versión de Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. AGRINFOR, La Habana, 64p.
- Hernández, A., Morales, M., Ascanio, M.O., Morell, F. (2005) Manual Práctico para la Aplicación de la Nueva Versión de Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. Editado en Universidad de Nayarit, México, 293p.
- Hernández, A., Morales, M., Vantour, A., Jaimez, E. (1996). Características genéticas y factores limitantes de la agroproductividad de los suelos del Macizo montañoso Nipe-Sagua notc map. Tech. Notes 7:1-54
- Hernández, A., y Ascanio, O. (2001). Desarrollo y estado actual de la clasificación de suelos en el mundo y en Cuba. Boletín No. 4 de la Sociedad Cubana de la Ciencia del Suelo, pp.3-6.
- Hernández, A., y Gutiérrez, C. (1980): Comparación entre 2 clasificaciones genéticas de
- Hernández, A., y J.L. Durán (1983): Introducción a la Pedología Tropical (en el ejemplo de Cuba). Edit. Cient. Técnica, La Habana, 404 p.
- Hernández, A., y O. Ascanio (2000). Fundamentos de Geografía de Suelos. Univ. Veracruzana e Inst. Suelos, MINAG, 236p. En formato electrónico.
- Hernández, Ascanio, M.O., Morales, M., León, A. (2005): Historia de la Clasificación de Suelos en Cuba. Editorial Pueblo y Educación, La Habana, 240p.
- Hernández, J. (1996). Evaluación, manejo y corrección de la fertilidad de los suelos ferralíticos cuarcíticos dedicados al cultivo de la caña de azúcar. Tesis presentada

- en opción al Grado Científico a Doctor en Ciencias Agrícolas. INICA. La Habana, Cuba. 124 pp.
- Hernández, J.A y M. O. Ascanio G. 2002. Fundamentos sobre los factores de formación delos suelos. Curso – Diplomado Internacional de Edafología Nicolás Aguilera. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hernández, J.A. Ascanio, M.O. , Morales Marisol, Bojórquez, J. I. y García, Norma, E. (2005) Fundamentos sobre la formación del suelo, los cambios globales y su manejo. Compilación. Universidad Autónoma de Nayarit, México.
- Hernández, J.A. 2002. Esfuerzos realizados por la Unión Internacional de las Ciencias del Suelo para lograr una Clasificación Mundial de Suelos. Curso – Diplomado Internacional de Edafología Nicolás Aguilera. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hillel, D. (1980). Soil Structure and Agreggation. In: Fundamentals of Soil Physics. Academic Press, Inc. New York. 93-119.
- Hoyos, M.A. (2002). Mineralogía de Arcillas. Curso – Diplomado Internacional de
- Huang, P.M. (1986). Aluminium and the fate of nutrients and toxic substances in terrestrial and freshwater environments. In M. Singh (editor in chief) Encyclopedia of systems and control. Pergamon Press, Oxford.
- Huang, P.M. (1990). Organo-alumino polymer associations and their significance in soil and environmental sciences. p 179- 237. *In* Soil colloids and their associations in aggregates. Edited by M.F. De Boot et al., Plenum Press, New York.
- I.S.A.C.
- Instituto de Suelos, (1975): Segunda Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. Acad. Ciencias de Cuba, Serie Suelos 23, 36p.
- Instituto de Suelos. (1971): Mapa Genético de los Suelos de Cuba en escala 1:250 000. Inst. Cubano Geodesia y Cartografía, 19 hojas a color.

- Instituto de Suelos. (1973): Génesis y Clasificación de Suelos. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 315p.
- Instituto de Suelos. (1980): Clasificación Genética de los Suelos de Cuba, año 1979. Acad. Cien. Cuba, 38p.
- Instituto de Suelos. Ministerio de la Agricultura, (2001). Programa Nacional de Mejoramiento y Conservación de suelos. La Habana, Cuba.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). 2000.
- Ivanov, N.N. (1958): Humedad atmosférica de los países tropicales del globo terráqueo (en ruso). Geografía URSS, t. 18. Acad. Cien. URSS, Moscú, 245 p.
- Jenny, H. (1941): Factors of Soil Formation. Mc Graw-Hill, Nueva York
- Johnston, T. C. and Tombácz, E. (2002). Surface chemistry of soil minerals. Chap. 2. *In*: Dixon, J. B. and Schulze, D. G. (eds) Soil mineralogy with environmental applications. SSSA Book Series No. 7, Madison, WIS, USA. 37 – 67.
- Jordan A., N. Bellinfante (2000). Cartografía de la erosividad de la lluvia estimada a partir de datos pluviométricos mensuales en el Campo de Gibraltar (Cádiz) Edafología. 7(3):83-92.
- Juo, A.S.R. and E.J. Kamprath. (1979). Copper chloride as an extractant for estimating the potentially reactive aluminum pool in acid soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 43:35-38.
- Karathanasis, A.D. and B.F. Hajek. (1982). Revised methods for rapid quantitative determination of minerals in soil clays. Soil Sci. Soc. Am. J. 46:419-425.
- Kaurichev, S, y Pavor, N. P. (1984). Prácticas de Edafología. Editorial Mir, Moscú.
- Kirkby, M.J, y R. P. Morgan (1984). Erosión de suelos. Editorial Limusa, México, 375 pp.
- Klingebiel, A.A. & Montgomery, P.H. (1961). Land capability classification. USDA Agricultural handbook 210, Washington, DC: US Government Printing Office. 21 pp.

- Kolmans, E, y Vázquez, D. (1996). Manual de Agricultura Ecológica. Una introducción a los principios básicos y su aplicación. MAELA – SIMAS. California.
- Konhke, H., y A. Bertrand (1959): Soil conservation. Mc Graw Hill Book Company, Inc. New York, pp 73-77. [citado por Febles, 1988].
- Kononova, M. M.(1950). The action humic substance on the growth an development of plants. Doklady Akad. Nauk SSSR 73:1069
- Kononova, M. M.(1955). Soil Organic matteer. Its nature. Its roe in formation and soil fertility. Ed. Pergamon. Press. Oxford
- Kononova, M. M.(1982). Materia orgánica del suelo. Su naturaleza , propiedades y métodos de investigación. 1ª Edición, Editores Oikos-Tau, S. A. Barcelona. España.
- Koppen, W., R. Geiger (1930): Handbuch der klimatologie, 5 vols. Gebrii der Bointralger. Berlin (citado por Strahler, 1975).
- Kovda, V.A. (1954). Geoquímica de los Desiertos de la Unión Soviética. Edit. Academia de Ciencias de la URSS, 151p.
- Kubiena, W. (1953). The Soils of Europe. Murby and Sons, London, 318p.
- Lacroix, R. (1966). Les laterites de Guinee et les produits d´alteration qui leur sont asocies. Nov. Arch. Mus. Hist. Nat., vol. V, pp.255-356.
- Lair, D.A. and R.H. Dowdy. (1994). Simultaneous mineralogical quantification and chemical characterization of soil clays. Clays and Clay Minerals. 42(6): 747-754.
- Lal, R. (2000): Soil conservation and restoration to sequester carbon and mitigate the greenhouse effect. Key Notes 5-20. ESSC Third Int. Cong. Valencia (España)
- Lamouroux, M. (1968). Pedogenese Fersiallitique au Liban. Cahier ORSTOM,
- Leenheer, L. (1974). La fertilidad física de los suelos. CSIC. Seminario Internacional celebrado en Sevilla. 192 p.

- Idelfonso, C. A.(1987). Etude de la dégradation des sols cultivés en tabac (Cuba, Province de Pinar del Río). Thèse présentée pour l'obtention du titre de Docteur Ingénieur <<Géologie appliquée>>.
- López, M.(1994). De la conservación de suelos a la Agricultura Sostenible. El programa "Campesino por el desarrollo sostenible". Un encuentro sobre experiencias pilotos en Centro América. FUNDESCA, Nicaragua. 65-80 pp.
- Ma Jung Chi 1964: Principios de la Geografía de Suelos. Com. Nacl. Acad. Cien. Cuba, La Habana, pp.17-28.
- Maignien, R. (1966a). Intesite de la ferralitisation. Caracterisation des diferentes etudes. Cah. ORSTOM, ser. Pedologie 4(4):21-24.
- Malagón, C.D. (1979). Fundamentos de Mineralogía de Suelos. (Sus orígenes y aplicaciones), Tomo I, Serie Suelos y Clima, SC-36. CIDIAT, Mérida, Venezuela.
- Marisol Morales, A. Hernández y A. Vantour (2001). El proceso de alitización y la clasificación de suelos alíticos en Cuba. Entregado para publicar en revista TERRA, 17p.
- Martín, N. y Cabrera, R. (1987). Manual de actividades prácticas de suelo. Ciudad de La Habana. Cuba. 258 p.
- Martínez, M. A. (2000). Las lombrices de tierra y su papel en los Agroecosistemas Tropicales. Revista de Agricultura Orgánica, 1:34-35.
- McKeague, J.A., M.V. Cheshire, F. Andreux and J. Berthelin. (1986). Organo mineral complexes in relation to pedogenic processes. *In* P.M. Huang and M. Schnitzer (eds.) Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Special publication 17. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, p 549-592.
- McNabb D.H., F. Gaweda, and H.A. Froehlich. (1989). Infiltration, water repellency, and soil moisture content after broadcast burning a forest site in southwest Oregon. Journal of Soil an Water Conservation: 87- 90.

- Mela, P. M. (1970) Tratado de Edafología sus distintas aplicaciones 2da edición. Edición Revolucionaria. Instituto del Libro. Pág. 81
- Mesa L. A. y Mesa, A. (1993). AGRO24. Sistema para el Cálculo del Potencial Productivo de los Suelos, Versión 4.0. Agrosoft, CNSF. MINAGRI.
- Mesa, A. (1984). Comparación de tres métodos para la clasificación agroproductiva de los suelos dedicados al cultivo de la caña de azúcar. Tesis Doctoral. Dirección Nacional de Suelos y Fertilizantes. La Habana. 203 pp.
- Mesa, A., Suarez, O. y Tremols, J. (1980) Clasificación Agroproductiva de la caña de azúcar. Método para determinar los rendimientos mínimos potenciales de la caña de azúcar. Agrotecnia de Cuba, 12(2), p.1-13.
- Mesa, A., Mayda Hernández e Hernández, I. (1993). Sistema Nacional de Evaluación de Tierras del Ministerio de la Agricultura. En Villegas D. y D. Ponce de León (Eds.). Memorias del XI Congreso Latinoamericano y II II Congreso Cubano de la Ciencia del Suelo. La Habana, Vol. II p 279-282.
- Mesa, A., Mayda Hernández y Suárez, O. (1982). Compilación bibliográfica acerca de evaluación de tierra y clasificación agroproductiva con referencia particular a la caña de azúcar. Instituto de Investigaciones de Suelos y Agroquímica, MINAG, La Habana, 162 pp.
- México, (1995). Agroforestería para el Ecodesarrollo. Vol. I. Vach.
- Muckenhausen, E. (1963). Le Seudogley. Science du Sol (citado por Zaidelman, 1974).
- Oades, J.M. (1989). An Introduction to Organic Matter in Mineral Soils. *In*: Dixon, J.B.; Weed, S.B. Minerals in Soil Environments, 2nd Ed. SSSA Book Series, SSSA, Madison, Wis., USA, 89-159.
- Oduro-Afriyie, K. (1996). Rainfall erosive map for Ghana. Geoderma 174:161 – 166.
- Oldeman, I.R., V.W. Van Egelen, and J.R. Pulles (1990): The extent of human induced soil degradation. ISRIC, Wageningen, The Netherlands.

- Oliver, J. E. (1980). Monthly precipitation distribution: A comparative index. *The Professional Geographer* 32(3), 300-309.
- Orellana Rosa G. ; García, Gladis ; Chávez, Niurka (1997): Influencia del estado físico del suelo en el desarrollo de los cultivos. En *Resúmenes III Encuentro Nacional de Agricultura Orgánica*, UCLV, Villa Clara, 105 pp.
- Orellana, Rosa G.; Hernández, O; Valdés, Magali (1996). Métodos agrofísicos sostenibles para la evaluación de la fertilidad en pequeñas fincas II Simposio sobre Agricultura sostenible. INCA.
- Orellana, R. (1996). Estado físico del suelo, base fundamental de los rendimientos agrícolas. En *Resúmenes VIII Jornada Científica INIFAT (La Habana)*..
- Ortega, F. (1972). Humus. Conferencia. Instituto de Suelos. Academia de Ciencias de Cuba.
- Ortega, F. (1982) . La materia orgánica de los suelos y el humus de los suelos de Cuba. Edit. Acad. 129p.
- Pagel, H. (1981). *Grundlagen des Nährstoffhaushalts tropischer Boden*. VEB. Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlín.
- Paneque, J., Mesa, A., Fuentes, E. (1990): El Mapa Nacional de Suelos, escala 1:25 000. Mem. XI Congreso Latinoamericano y II Congreso Cubano de la Ciencia del Suelo. Vol. V:1345-1347.
- Pedro, G. (1979). Les Minéraux Argileux. Chap. III. *In: Bonneau, M.; Souchier, B. Constituants et Propriétés du Sol*. 2. Masson, Paris: 38-57.
- Peralta, H. (1991). Sistema de la fertilización fosfórica de la papa en una secuencia del cultivo de la papa, maíz, en suelos Ferralíticos Rojos. Tesis de Doctorado. ISACA. Ciego de Ávila.
- Pérez, J.M., Suárez, E. y Vega, E. (2000). Características genéticas y factores limitantes de la agroproductividad de los suelos del macizo montañoso Guamuhaya. Informe para proyecot 007-01-002, Instituto de Suelos, MINAG, 30p.

- Plá, Sentis I. (1994). Efecto de los sistemas de labranza en la degradación y productividad de los suelos. Memorias de la Segunda Reunión bienal de la red latinoamericana de labranza conservacionista. FAO 51 pp
- Planos, E. (1999) "Análisis Hidrológico de las grandes precipitaciones: Distritos físico-geográficos Pinar del Río, Habana-Matanzas y Centro" [inédito], tTesis en opción el grado científico de Doctor en Ciencias Geográficas, Ministerio de Educación Superior, La Habana.
- Ponce de León, D. y Hernández, R. (1998). Zonificación Ecológica Económica: una propuesta metodológica para la Amazonia. Tratado de Cooperación Amazónica. Secretaria Pro Tempore. Caracas.272 pp.
- Ponce de León, D., Balmaceda,C. y Cabrera, R. (1996). Evaluación de la aptitud de las tierras en áreas cañeras salinizadas. 1. Aplicación de los conceptos de FAO. Cuba & Caña, No 3, p 13-17.
- Ponce de León, D., Balmaceda, C. y Tatiana Delgado. (1998). Land suitability evaluation using a combination of exploratory data analysis with a Geographic Information System on sugar cane areas. Memorias de 16º Congreso Mundial de la Ciencia del Suelo, Montpellier, Francia.
- Ponce de León, D., Cabrera, R. Balmaceda, C. y De Armas, C. (1997). Evaluación de la aptitud de las tierras en áreas cañeras salinizadas. 2. Utilización de un SIG. Cuba & Caña, No. 1, p 30-33.
- Porta, C. J., López-Acevedo, M. y Roquero, C. (2003). Edafología, para la agricultura y el medio ambiente. Mundi-Prensa, Barcelona, España.
- Porta, J., M. López – Acevedo, y C. Reguero (1999). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Prensa, 849 pp.
- Primavessi, A. (1995). O Manejo ecológico do solo. A agricultura em regioes tropais. Libraría Nobel S. A. 9na Edición 556p.
- Quantin, P. (1994). The Andosols. 15th World Cong. Soil Sci. Acapulco, Mexico, Simp. Id-22, Vol. 6ª, pp.848-859.

- Ramírez, R., D. Coraje D. y Ramírez. N.C. (1983). Efecto del pH en el medio de enraizamiento del maní (*Arachis hypogaea* L.) sobre el peso seco y acumulación de nutrientes. *Agron. Trop.* 33(1):191-211.
- Restrepo, J.,R, (1997). *La Agricultura Orgánica. Un Camino hacia la sostenibilidad. (Mas de Cien argumentos para sostenerla. Latinoamérica).*
- Rinos, M., S. Aggarwal, R. Premalal (2000). Application of Remote Sensing and GIS on Soil erosion assessment at Bata river basin, India.
http://www.gisdevelopment.net/application/natural_hazards/landslides/nhls0007.htm
- Riverol, M. (1985): "La erosión potencial de los suelos de Cuba y los métodos para su mapificación" [inédito], tesis para optar por el grado de Doctor en Ciencias Agrícolas, Facultad de Agronomía, Instituto Superior de Ciencias Agropecuarias de La Habana Fructuoso Rodríguez Pérez
- Riverol, M. (1989): Mapa de erosión actual a escala 1:2 000 000 En Nuevo Atlas Nacional de Cuba, Instituto de Geografía de la ACC e Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía
- Riverol, M. ; Alfonso C. A. (1995) La degradación de los suelos. Alternativas para su mejoramiento. En Resúmenes II Encuentro Nacional de Agricultura Orgánica, La Habana.
- Rodés, Rosa. (1995). La dinámica del potasio en suelos Ferralíticos Rojos compactados dedicados al cultivo de la papa. Tesis de Doctorado. Instituto Nacional de Ciencias Agrícolas. La Habana.
- Rodin, L.E., y N.I. Vasilievich (1965): Dinámica de las sustancias orgánicas y su rol biológico en el desarrollo de las plantas (en ruso). Nauka, Moscú-Leningrado, pp. 216-224.
- Roldós, J. (1986). Evaluación de algunos factores edáficos limitantes de la producción de caña de azúcar. Resumen de la Tesis presentada en opción al Grado Científico de Candidato a Doctor en Ciencias Agrícolas. INICA. La Habana, Cuba. 40 pp.

- Roose, E. J. (1991): Conservation des sols en zones méditerranéennes synthèse et proposition d'une nouvelle strategie de lutte antiérosion: La G.C.E.S. Cah. Orstom, Sér. Pedol., XXVI:145-181.
- Roose, E.J. (1976) Contribution à l'étude de l'influence de la mesofaune sur la Pedogenèse actuelle en milieu tropical. Rapport Orstom Abidjan, 56 P.
- Rossiter, D. G. (1994). Land Evaluation Lectures Notes. Cornell University. College of Agriculture and Life Sciences, Department of Soil, Crop & Atmospheric Sciences. SCAS Teaching Series T94-.
- Ruíz L N. y Medina N. (1982). Efectos de la cachaza sobre algunas propiedades del complejo de adsorción y la reacción de un suelo Ferralítico Rojo compactado. Cultivos Tropicales Cuba. Vol. 4. No: 1. 27-67. pp
- Ruíz, L N (1975). Influencia de la Materia Orgánica en la Productividad de los Suelo, Tesis de Mínimo Candidato. Universidad de Oriente. Cuba..
- Ruíz, L N. (2004). Estrategia Agroecológica para el Manejo y Protección de los Suelos de la Unidad Básica de Producción Cañera "Rubén Martínez Villena". Tesis para optar por el Título Máster en Agroecología y Agricultura Sostenible Universidad Agraria de la Habana. La Habana, Cuba
- Ruiz, L .N y Durán J. L. (1997). Manejo Agroecológico de Suelos Agua y Cultivos. Primer Seminario Internacionnal de Agroecología
- Santos L.E. (1995). Cuantificación de la erosión hídrica bajo diferentes coberturas vegetales en un andosol de Pátzcuaro, Mich. Tesis Profesional. UACH. Chapingo, Mex. 60 pp.
- Scott, V. H., and R. H. Burgy. (1956). Effects of heat and brush burning on the physical properties of certain upland soils that influence infiltration. Soil Sci.28(1): 63-70.
- Segalen, P. (1971): Los suelos de Cuba vistos a través de la Clasificación Francesa de Suelos. Informe Inst. Suelos de Cuba, 27p.
- Shepashenko, G.; M., Riverol, N., Calzada (1984). La erosión hídrica y los métodos de combatirla en los países en vías de desarrollo con clima tropical y subtropical y subtropical. ISACC (10): 40.

- Shishov, L. L. (1968): Sobre la clasificación de los suelos de las plantaciones de caña de azúcar en Cuba. Ser. Caña de Azúcar, 21:3-16.
- Shishov, L. L. (1975): Condiciones del suelo para el cultivo de la caña de azúcar en Cuba. Traducción de autorreferata en ruso de la Tesis de Doctor en Ciencias Agrícolas, Moscú, mecanog. 56p.
- Shishov, L. L. and Sokolov, I.A. (1988): Genetic Classification of Soils in the USSR. In Soil Classification, UNEP, ISSS. Moscow, pp. 77-93.
- Shishov, L.L., V.D. Tonkonogov, I.I. Lebedeva (2000). Clasificación de Suelos de Rusia (en ruso). Inst. Suelos V.V. Dokuchaev, Moscú, 235p.
- Soil Survey Staff (1994): Keys to Soil Taxonomy. USDA, Department of Agriculture, 305p.
- Soil Survey Staff (1999). Soil Taxonomy. USDA, Washington, D.C., 890p.
- Soil Survey Staff. (1975): Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. USDA, Handbook No. 436, 754p.
- Soria, F. (2000).Sustentabilidad de los sistemas de producción orgánica. En: Revista de la Facultad de Agronomía.. Argentina, 20(3): 317- 320 pp.
- Spaargaren, O., R. Arnold, H.P. Blume (1994). World Reference Base for Soil Resources. Wageningen/Rome, 161p.
- Stepanov, I. S. (1963): Clasificación preliminar de los suelos de Cuba. Rev. Alma Máter. Univ. La Habana, No. 28:166-168.
- Striker, M.M. (1991): Climate, Continents and Islands. Mapa del Clima del Mundo a colores, a escala 1:35 000 000.
- Sulroca, F. (1982). Instructivo para la elaboración del informe resumen del Estudio de Factores limitantes para el cultivo de la caña. Mimeografiado, MINAZ, La Habana, Cuba. 46 pp.

- Sulroca, F. (1983). Primera categorización para la evaluación agroproductiva de las tierras para el cultivo de la caña. En: La evaluación de las tierras cultivadas con caña de azúcar en la provincia Granma [mimeografiado], MINAZ, La Habana, 91 pp.
- Tan, T. H. (1993). Principles of soil chemistry. 2a ed. Marcel Dekker, Inc. New York, USA.
- Targulián, V.O. (1990). Pedosphere. In Global Soil Change. IIASA. Laxemburg, Austria, pp. 21-29.
- Taylor, S. A. and Ashcroft G. L. (1972). Physical Edaphology. Freeman, San Francisco, USA.
- Tovar, S.J.L. y Quintero R. (1994). La investigación edafológica en México 1991-1992. Memorias del XXV Congreso Nacional de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Acapulco, Guerrero, México.
- Trémols, A.J., Hernández, A., Rosario, J., Morales, M. y Rodríguez, J. (2000). Mapa de Suelos de Cuba escala 1:500 000 (digitalizado con la Nueva Versión de Clasificación Genética de Suelos). Ciudad Habana, 6 hojas cartográficas a color.,. 62
- UNESCO. (1997) Maps of the world distribution of arid regions. Explanatory
- Van Dijk, A.I., and L.A. Bruijnzeel, C.J. Rosewell (2002). Rainfall intensity – kinetic energy relationship: a critical literature appraisal. Journal of Hydrology. 261(1-4):1-23.
- Varallyay, G. (1990). Types of soil processes and Changes. In Global Soil Change. IIASA. Laxemburg, Austria, pp. 41-62.
- Vargas, H y Martín, N. (2006): Estudio del efecto de tres tipos de utilización de la tierra sobre algunas características de un suelo Ferralítico Rojo en el municipio San José de las Lajas. Memorias del VI Congreso Nacional de las Ciencias del Suelo. Disponible CD, ISBN: 959-7023-35-0
- Vargas, R H. (2002) Caracterización de la fertilidad y la salinidad de los suelos como factores limitantes de los rendimientos caneros en la UBPC” Lázaro Romero

Dueñas". La Habana.100 h. Tesis (en opción del título de Maestro en ciencias)-
Universidad Agraria de la Habana.

Verbeek, A.A., M.C. Mitchell and A.M. Ure. (1982). The analysis of small samples of
rock and soil by atomic absorption and emission spectrometry after a lithium
metaborate fusion/nitric acid dissolution procedure. *Analytica Chimica Acta*
135:215-228.

Vigoa, R. (1998). Drenaje Agrícola Centro de Investigaciones hidráulicas. ISPJAE 168
pp

Visotskii, G.N. (1927): Apuntes sobre los suelos y regímenes de las capas freáticas (en
ruso). *Pochvovedenie* Nos. 5 y 6

Williams, V.R. (1949): *Basic Soil Science for Agriculture*. Israel Program Translations,
Jerusalem, 1968.

Wischmeier, W. H. (1959). A rainfall erosion index for a universal soil loss equation.
Pro. Soil Sci. Soc. Am. 23: 246-249.

Wischmeier, W. H., y D. D. Smith (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss.
Trans. An. Geophysical Union Trans. 39: 285–291.

Yágodin, B. A., Smirnov, P. y Peterburgski, A. (1986). *Agroquímica I* Editorial Mir.
Moscú. Pag. 81.

Zhang, M.; A.K. Alva; Y.C. Li; D.V. Calvert. (1997). Fractionation of iron, manganese,
aluminium and phosphorus in selected sandy soils under citrus production. *Soil
Science Society of American Journal*. 6(3): 794-801.

Zonn, S. V. (1968): Particularidades de formación y principales tipos de suelos de Cuba
(en ruso). En *Génesis y Clasificación de suelos en países extranjeros por
investigaciones de geógrafos soviéticos*. Nauka, Moscú, pp. 53-112.

Zonn, S. V., P. Cabrer Mestre y L. R. García Vázquez (1966): Ensayo de constitución
de una clasificación genética de los suelos de Cuba (en ruso). *Pochvovedenie*,
12:17-30.

Zonn, S.V. (1974): Formación del suelos y Suelos Tropicales y Subtropicales (en ruso).
Univ. Patricio Lumumba, Moscú, 438p.

.