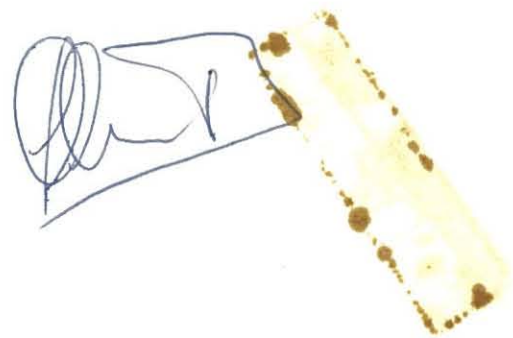


MEMORIA
DEL VIII CURSO INTERNACIONAL DE
EDAFOLOGIA Y BIOLOGIA APLICADA
SEGUNDA PARTE

Centro de Edafología y Biología
Aplicada del Cuarto, del C.S.I.C.

Sevilla, 1971

SEGUNDA PARTE



I N D I C E

=====

	<u>Página</u>
PROPIEDADES FISICAS. TEXTURA Y ESTRUCTURA.....	1
Superficie específica para diferentes fracciones del suelo.....	2
ANALISIS MECANICO. GRANULOMETRIA DEL SUELO.....	3
Clases texturales.....	4
ESTRUCTURA. ESTABILIDAD DE AGREGADOS.....	7
Definición.....	7
Factores que contribuyen a la formación de estruc- turas.....	7
Tipo de estructura.....	9
Métodos que se emplean para el análisis.....	10
POROSIDAD. DENSIDAD APARENTE Y REAL.....	12
Densidad aparente y densidad real.....	12
Espacios porosos.....	13
ESTATICA DEL AGUA. CAPACIDAD DE RETENCION. AGUA UTIL. RESERVA DEL SUELO.....	14
Potencial capilar y valor p_f	16
p_f	17
Tabla resumen de la porosidad y las relaciones con el agua.....	18
DINAMICA DEL AGUA. INFILTRACION. PERMEABILIDAD. CIRCULACION DEL AGUA. ASCENSION CAPILAR.....	19
Dinámica del agua.....	19
Infiltración.....	19
Permeabilidad.....	20
Ascensión capilar.....	21
EVAPORACION REAL Y POTENCIAL. EVAPOTRANSPIRACION. CRITERIOS DE ESTIMACION.....	23
Ciclo y balance de agua en el suelo.....	23
FACTORES NATURALES EN LA FORMACION DEL HUMUS: CI- CLO DEL CARBONO.....	26
Humus.- definición.....	26
Esquema general de la distribución de la materia orgánica en el suelo.....	26
Humificación.....	27
Estudio del humus.....	27
Cubierta vegetal.....	31
Roca madre.....	31

	<u>Página</u>
BIOQUIMICA DE LA FORMACION DEL HUMUS.....	33
MICROBIOLOGIA DEL SUELO. CLASES DE MICROORGANISMOS. PAPEL QUE DESEMPEÑAN EN LA FORMACION DEL HUMUS.....	38
Macrofauna.....	38
Macroflora.....	40
Microorganismos.....	40
Microflora.....	41
TIPOS DE HUMUS. CONDICIONES AEROBICAS. CONDICIONES ANAEROBICAS.....	48
COMPOSICION DEL HUMUS.....	53
Estudio de diversos agentes extractores.....	56
DINAMICA DEL HUMUS. FORMACION DE ESTRUCTURA. EFECTO DE LA MATERIA ORGANICA EN EL CRECIMIENTO Y DESARROLLO DE LAS PLANTAS.....	58
Importancia de la materia orgánica en la formación del suelo y en la fertilidad del suelo.....	58
Rol de la materia orgánica en la alteración y descompo sición de los minerales del suelo.....	59
Acción de las sustancias húmicas.....	60
Rol de las sustancias orgánicas en la formación de la estructura del suelo.....	61
Sustancias orgánicas del suelo, como fuentes de carbono y nutrición mineral para las plantas.....	63
Efecto de las sustancias orgánicas sobre el crecimiento y desarrollo de las plantas.....	64
SILICATOS.....	67
Generalidades.....	67
Clasificación.....	70
Silicatos que contienen aniones finitos.....	70
Silicatos con aniones indefinidos formando cadenas....	71
Silicatos con aniones indefinidos laminares.....	72
Silicatos con redes tridimensionales.....	74
Arcillas de láminas de dos capas.....	74
Minerales del grupo de la caolinita.....	74
Arcillas de láminas de tres capas.....	77
Las micas.....	80
Minerales del grupo de la montmorillonita.....	83
Serie de las montmorillonitas trioctaédricas.....	85
Grupo de las illitas.....	86
Vermiculitas.....	89
REACCION DEL SUELO.....	92
Definición de suelo agrícola.....	92
Componentes.....	92
Propiedades del suelo y factores formadores.....	93
Influencia en las propiedades de los suelos según la roca madre y clima.....	95

Coloides del suelo.....	98
Poder ácido de los suelos.....	99
Capacidad de cambio.....	101
Concepto de pH en el suelo.....	102
ADSORCION ESPECIFICA DE CATIONES.- POTASIO.....	104
Formas en que se encuentra el potasio en los suelos...	104
Distribución en los suelos.....	105
Fijación del potasio por los suelos.....	106
Factores que afectan la fijación del potasio.....	107
Liberación del potasio fijado.....	109
CALCIO, MAGNESIO Y SODIO.....	111
El calcio en el suelo.....	111
Papel del calcio en las plantas y deficiencias del mismo.....	112
Las necesidades de cal en los suelos.....	113
El magnesio en el suelo.....	115
Papel del magnesio en las plantas y deficiencias del mismo.....	115
Sodio.....	116
NITROGENO.....	117
Nitrógeno necesidades y distribución en las plantas...	117
Ciclo del nitrógeno y fijación del mismo.....	119
La mineralización del nitrógeno del suelo y su asimi- lación por la planta.....	121
Pérdidas de nitrógeno inorgánico del suelo.....	122
FOSFORO.....	124
Acción del fósforo sobre la vegetación.....	124
Formas en que se encuentra el fósforo en los suelos...	125
Distribución del fósforo en los suelos y su absorción por las plantas.....	125
Fósforo total y fósforo asimilable.....	127
AZUFRE.....	134
Necesidad de azufre.....	136
Influencia del suelo.....	138
Suelos con materia orgánica estabilizada.....	138
Suelos con materia orgánica desequilibrada.....	139
OLIGOELEMENTOS.....	140
Generalidades.....	140
Papel de los oligoelementos.....	141
HIERRO.....	147
Papel fisiológico.....	149
Interrelaciones con otros elementos.....	151
Correcciones.....	151

MANGANESO.....	152
Necesidad en las plantas de manganeso.....	154
Papel fisiológico.....	154
Interrelaciones con otros elementos.....	155
Síntomas carenciales.....	155
BIBLIOGRAFIA.....	158

PROPIEDADES FISICAS. TEXTURA Y ESTRUCTURA

El aspecto físico del suelo depende de dos aspectos: fracción mineral y fracción orgánica.

En muchos suelos la fracción orgánica no existe, y tenemos que referirnos al aspecto mineral que es el que siempre está presente.

Textura y estructura son dos términos clásicos:

Textura, se refiere a las partículas fundamentales del suelo;

Estructura, se refiere a la consolidación de las partículas en tamaños mayores.

Podemos decir que a la textura se deben las propiedades permanentes del suelo y a la estructura las propiedades cambiantes pero de gran alcance.

Textura.- Se refiere a las partículas elementales del suelo. De la proporción relativa de estas partículas elementales derivarán una serie de propiedades decisivas para el suelo.

El tamaño límite considerado para estas partículas son menores de 2 mm.

Se ha establecido una clasificación internacional para estas fracciones menores de 2 mm. que es la siguiente:

<u>Nombre de la fracción</u>	<u>Ø mm.</u>
Arena gruesa	20 - 0,2
Arena fina	0,2 - 0,02
Limo	0,02 - 0,002
Arcilla	Menor de 0,002

El criterio americano del USDA establece la siguiente clasificación:

<u>Nombre de la fracción</u>	<u>Ø mm.</u>
Arena muy gruesa	2,0 - 1,0
Arena gruesa	1,0 - 0,5
Arena media	0,5 - 0,25
Arena fina	0,25 - 0,10
Arena muy fina	0,10 - 0,05
Limo	0,05 - 0,002
Arcilla	Menor de 0,002

Superficie específica. Si tenemos una partícula perfectamente cúbica que tenga una longitud de 1 cm. por lado nos daría una superficie total de 6 cm^3 . Si este mismo cubo lo subdividimos 1.000 veces tendríamos una superficie específica de 60 cm^2 . Esto quiere decir que para un volumen determinado, mientras más pequeña sea la fracción mayor será la superficie específica.

<u>L</u>	<u>V</u>	<u>S</u>
1 cm.	1 cm^3	6 cm^2
1 mm.	1 cm^3	60 cm^2

Superficie específica para diferentes fracciones del suelo

<u>Fracción del suelo</u>	<u>Superficie específica $\text{m}^2/\text{gr.}$</u>
Arena	0,001 - 0,01
Suelo medio	20 - 100
Suelo fino	250
Arcilla caolinita	30 - 50
Arcilla montmorillonita	500 - 800

ANALISIS MECANICO. GRANULOMETRIA DEL SUELO

En la mayoría de los suelos, las partículas elementales que los componen se encuentran formando agregados, por lo que la primera fase de los métodos granulométricos es el de individualizar las partículas elementales, por lo que es necesario:

1) Eliminar todos los agentes de agregación de partículas, tales como óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, materia orgánica, sales de cationes polivalentes de calcio y de manganeso.

Los hidróxidos se eliminan por tratamiento con ácido clorhídrico, la materia orgánica se elimina por oxidación con agua oxigenada (H_2O_2). Hay mucha variación en los resultados obtenidos utilizando diferentes sustancias oxidantes.

En Rothamsted, se ha estudiado el contenido de arcilla en suelos que presentan diferentes por cientos de materia orgánica con o sin tratamiento previo con agua oxigenada (H_2O_2), obteniéndose los resultados siguientes:

% M.O.	% de Arcilla		% relativo
	Con H_2O_2	Sin H_2O_2	
0,71	26,1	25,4	97,4
0,85	37,3	36,3	97,4
1,24	45,6	42,5	93,2
3,53	66,2	47,8	72,0
6,31	43,0	14,5	33,8

Del cuadro se deduce que cuando el contenido de materia orgánica es mayor del 1 % es necesario hacer el tratamiento previo con H_2O .

Sustitución de los cationes polivalentes: Son sustituidos con cationes monovalentes

mono	di	tri	valentes
1	20	350	

→ poder relativo de agregación

Clases texturales

Está dado por los porcentajes relativos de arena, limo y arcilla tomando diferentes denominaciones texturales, tales como:

Arenosa

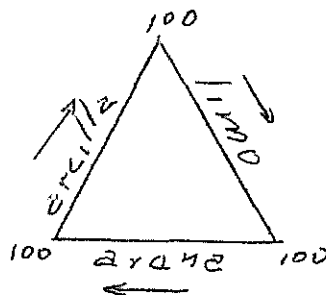
Arenas francas

Francas

Limosas

Arcillosas

Estas clases texturales se determinan mediante el triángulo de Atterboy



El sodio es el catión más comunmente utilizado debido a que aumenta la actividad iónica en el medio facilitando la dispersión de la muestra. Como fuente de sodio se utilizó generalmente el hidróxido de sodio (NaOH), oxametáfosfato de sodio, o el calgón.

Para una completa dispersión de la muestra es necesario agitarla teniendo en cuenta el tiempo y la forma evitando en lo posible la ruptura de las partículas.

Separación de cada una de las fracciones:

Las arenas se separan con tamiz.

Las partículas finas por sedimentación basado en la ecuación de Stoks

$$V = \frac{2}{9 \eta} (d - d') r^2 g = K r^2$$

Este análisis se debe hacer a una temperatura constante.

Una de las asunciones principales de la ley de Stokes es que las partículas sean esféricas y caigan libremente, también es necesario que la densidad de la parte dispersa y del dispersante sean diferentes.

Métodos de determinación:

Método de la pipeta Pipeta de Robinson
 " del hidrómetro..... Hidrómetro de Bouyoucos
 " " cadena

Representación de los análisis del suelo:

Se expresa en tanto por ciento.

	%
Arena gruesa.....	23
Arena fina.....	12
Limo.....	25
Arcilla.....	35
Materia orgánica y error.....	5
	<hr/>
	100

ESTRUCTURA. ESTABILIDAD DE AGREGADOS

DEFINICION

Es la forma como están dispuestas las partículas simples del suelo formando agregados, ya sea por atracción mutua entre ellos, por presión o por disposición de partículas de diferente tamaño o por acción de agentes segmentantes. Según la calidad y cantidad de estas partículas minerales o de los agentes segmentantes tendremos diferentes tipos de estructura y diferentes grados de estabilidad.

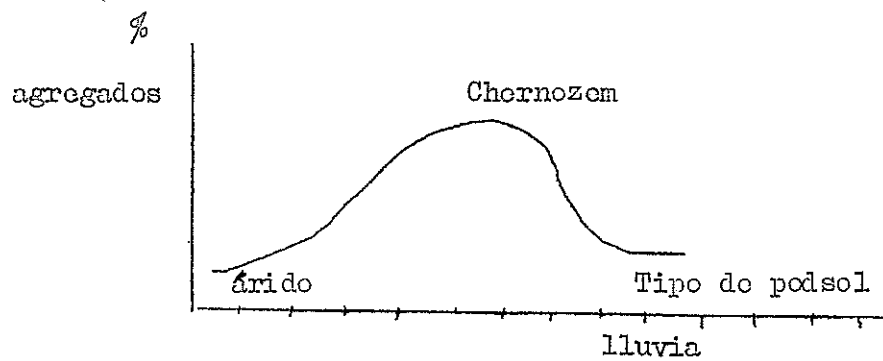
FACTORES QUE CONTRIBUYEN A LA FORMACION DE ESTRUCTURAS

Uno de los factores que contribuyen a la formación de estructura son los cationes divalentes y trivalentes; la presencia de sales de calcio, especialmente carbonato de calcio; residuos orgánicos en relación con la actividad biológica de los microorganismos del suelo; el proceso de exudación de las raíces de las plantas; animales que viven en el suelo, tales como lombrices, larvas de lepidópteros, etc. Otros factores que intervienen directamente en la formación de estructura son los procesos de humectación y secado; el hielo y el deshielo, que en algunos casos forma y en otros deforma, dependiendo del tipo de suelo.

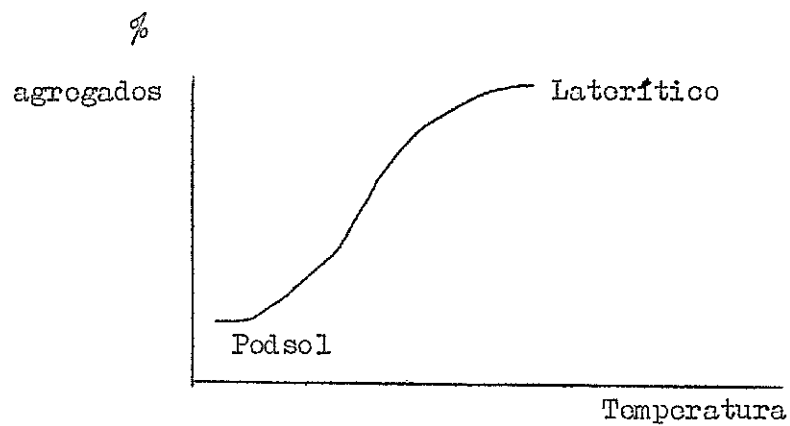
La materia orgánica es favorecedora de los agregados, también tiene influencia la lluvia, que efectúa sobre el suelo una serie de procesos. Si analizamos la gráfica número uno, en la que se relaciona la lluvia con el % de agregados formados, vemos que los extremos de precipitación corresponden a las de más bajo porcen-

taje de formación de agregados (suelos áridos; podsol). En cambio, el máximo porcentaje de formación de agregados corresponde a los suelos de praderas (chernozem).

En la gráfica número dos observamos que hay una relación directa entre la temperatura y el porcentaje de agregado.



Gráfica 1



Gráfica 2

TIPO DE ESTRUCTURA

Es importante diferenciar la forma y el tamaño de los agregados. Los principales tipos de estructura son los siguientes:

1.- Sin estructura

- a) Grano simple.- No hay ninguna forma de agregación, por lo general se presenta en los regosoles, en los horizontes altos de los podsoles, etc.
- b) Masiva.- Se refiere a los agregados que no tienen una forma definida de agregación y que en la masa pueden distinguirse los granos individuales.

2.- Granular o grumosa

Las partículas del suelo se unen formando gránulos. Generalmente se forman como una buena actividad biológica y se presentan en el horizonte A.

3.- Laminar.

Generalmente se forma por una deposición de sedimentos finos en húmedo. La estructura laminar se presenta generalmente en suelos indosturbados y aparentemente ofrecen una resistencia a la infiltración. Es una forma inestable de estructura.

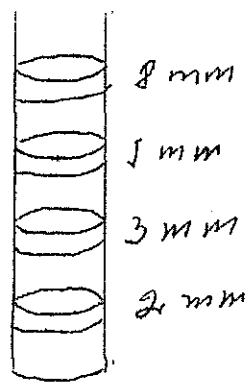
4.- Poliédricas

Son estructuras de profundidad que generalmente se forman por procesos alternos de humedecimiento y de secado. Según el desarrollo genético del perfil pueden adquirir formas poliédricas angulares o subangulares, prismáticas, columnares, cúbicas, nueciformes, etc.

MÉTODOS QUE SE EMPLEAN PARA EL ANÁLISIS

La acción del agua por inmersión de la muestra o por lluvia artificial. El método de la escuela belga comienza en los agregados previo tamizado de 8 mm. y termina en 2 mm. En Versalles, escuela francesa, utiliza el de 2 mm. hacia abajo.

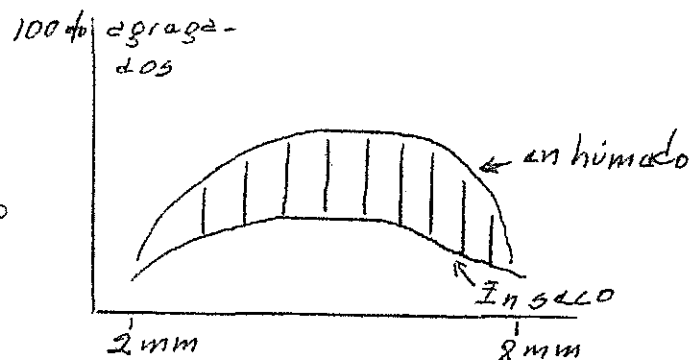
En el método belga, se hace en seco primeramente, utilizando una serie de tamizado intermedio, luego se mocha en agua y se hace que él se mueva en baibén y se agregan una serie de tamices inferiores para recoger los desplazamientos.



Si se tamiza en seco recogerá partículas de 8, 5, 3 y 2 mm. Si tamiza con agua, ésta al moverse dispersa las partículas y hace que partículas de 8 mm. pasen a 5, 3 o 2 mm.

Luego se hace una curva de los agregados en seco, después en mojado, y el área intermedia nos indica el desplazamiento, ya que es mayor el % de partículas finas en húmedo que en seco.

El área rayada nos indica el desplazamiento de los agregados en seco y en húmedo, que llevándolos a papel milimetrado podemos hallar el área y hacer una tabla de valores.



En la escuela de Versalles se hace erosionar los grumos de 2 mm. y ésta se resta de la arena gruesa.

La arena tratada con alcohol y benceno nos indica lo siguiente:

Estructura estable	:	la que no se destruye
" moderadamente estable	:	la que se destruye con benceno
" inestable	:	la que se destruye con alcohol

Consistencia

Se refiere a la mayor o menor resistencia de los agregados a ser destruidos por la presión de los dedos. Es una condición física medible en el campo y que está relacionada directamente con la estabilidad de los agregados con la porosidad.

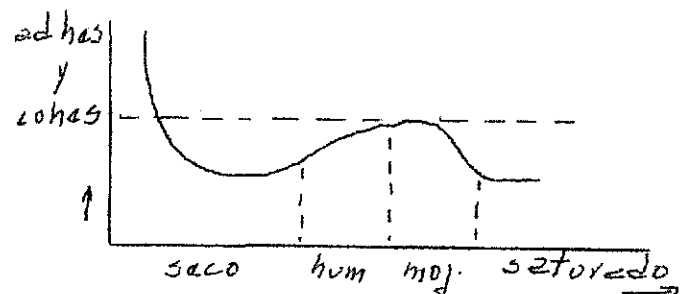
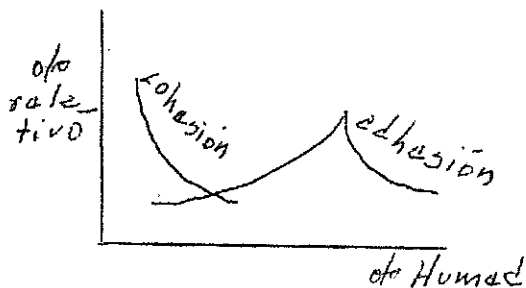
Medidas de la consistencia.-

La consistencia se puede medir en diferentes condiciones de humedad del suelo:

En seco.- La consistencia del suelo puede ser: suelta, ligeramente dura, dura, muy dura y extremadamente dura.

en húmedo.- Se mide cuando el contenido de humedad del suelo esté cercano a la capacidad de campo, puede ser: suelta, friable, moderadamente firme, firme y muy firme.

en mojado.- Se mide cuando el contenido de humedad del suelo está por encima de la capacidad de campo y se da en términos de adherencia y plasticidad. Esta medida está en relación con el contenido de arcilla y el tipo de arcilla.



POROSIDAD. DENSIDAD APARENTE Y REAL
 =====

DENSIDAD APARENTE Y DENSIDAD REAL

La densidad real de un suelo es una función aditiva de los constituyentes del suelo, la densidad aparente varía según el estado de agregación del suelo y la proporción del volumen aparente ocupado por los espacios intersticiales que existen incluso en los suelos más compactos.

A continuación se dan las densidades de los constituyentes principales de los suelos:

Cuarzo.....	2,6
Ortoclasa.....	2,54
Albita.....	2,6
Apatita.....	3,2
Magnetita.....	4,9
Anfiboles y Piroxenos....	2,9 a 3,6
Olivino.....	3,2
Moscovita.....	2,8
Arcilla.....	2,6

Dado que la mayor parte de la materia mineral de los suelos ordinarios consta de cuarzo, feldespato y arcilla, la densidad del suelo mineral libre de materia orgánica es generalmente de 2,65.

ESPACIOS POROSOS

Si se considera cierto volumen de suelo en sus condiciones naturales es evidente que solo cierta proporción de dicho volumen está ocupado por el material del suelo, el resto lo constituyen espacios intersticiales que en condiciones ordinarias de campo están ocupados en parte por agua y en parte por aire. El peso de la unidad de volumen de suelo con espacios intersticiales da la densidad aparente.

$$\begin{array}{lll}
 \text{Si } d = d_r & V = 100 - P & d_1 = \frac{(100-p)d}{100} \quad \delta \\
 d_1 \downarrow = d_a & P = (100 - p)d & \\
 p = \% \text{ de poros} & p = \frac{100(d-d_1)}{d} & d_1 = \frac{d-pd}{100} \\
 V = \text{volumen real} & & \\
 P = \text{peso del suelo} & &
 \end{array}$$

Conociendo los parámetros de densidad real y de densidad aparente, podemos calcular el volumen aparente del suelo.

Existen una relación inversa entre el porcentaje de poros y la densidad aparente, por lo tanto podemos utilizar la densidad aparente como una medida indirecta de la porosidad del suelo.

ESTÁTICA DEL AGUA. CAPACIDAD DE RETENCIÓN. AGUA ÚTIL. RESERVA
DEL SUELO

La retención de humedad del suelo y el movimiento del agua en el suelo constituyen dos fases importantes de la relación suelo-agua. El primero incluye las características más importantes que se relacionan con la capacidad que tiene el suelo para almacenar agua, y el segundo se refiere al movimiento del agua en forma de líquido o de vapor.

Los primeros conceptos que se tuvieron en cuenta, consideran que el suelo está constituido por numerosos capilares de diferentes dimensiones (hipótesis de los tubos capilares). La retención de agua es más bien una función de la tensión de las películas de agua alrededor de las partículas.

Briggs (1897), desarrolló el concepto del mecanismo de la humedad del suelo, concibió la idea de que el agua capilar existiría como una película continua y delgada alrededor de las partículas, naturalmente esta retención dependería del número y tamaño de los espacios capilares. De acuerdo con este concepto la cantidad de agua retenida está relacionada con la curvatura de las películas de agua, la tensión superficial, y la viscosidad del líquido. Propuso tres conceptos relacionados con el contenido de humedad del suelo:

- 1) Agua higroscópica, que es adsorbida a una atmósfera de presión de vapor de agua como un resultado de las fuerzas de atracción de las superficies de las partículas.
- 2) Agua capilar que está dada por las fuerzas de tensión de superficie como una película continua alrededor de las partículas y en los espacios capilares.
- 3) Agua gravitacional, que no es retenida por el suelo, pero que dreña bajo la influencia de la gravedad.

Bouyoucos (1921, 1936) sugirió una nueva clasificación del agua del suelo en base a resultados obtenidos con el punto de congelación y estudios de dilatación:

- 1) Agua gravitacional, se mueve bajo la influencia de la gravedad, es disponible fácilmente a las plantas.
- 2) Agua libre, congela a $-1,5^{\circ}$ C, es disponible a las plantas.
- 3) Agua no libre, que no funciona como un solvente.
 - 3.1 Agua capilar, congela a -4° C, está muy fuertemente adsorbida, muy poco disponible a las plantas.
 - 3.2 Agua de combinación, no congela a -78° C, no está disponible a las plantas.

Lebedev (1927) propuso las siguientes formas de humedad del suelo: Vapor del agua, agua hidrosférica, agua de las películas y agua gravitacional. El concepto de contenido de humedad del suelo se ha relacionado con la disponibilidad de agua para las plantas, por lo que desde el punto de vista agronómico se han fijado diferentes parámetros que expresen esta relación:

- 1) Agua gravitacional, es aquella que no es retenida por el suelo y que drena libremente.
- 2) Capacidad de campo, se refiere al punto de la humedad del suelo que es retenida con la fuerza de $1/3$ de atmósfera.
- 3) Coeficiente de marchitez temporal, es el punto de humedad del suelo en que la planta muestra síntomas de falta de agua, y que al reponerla la planta se recupera (corresponde a una retención de 8-10 atmósferas).
- 4) Coeficiente de marchitez permanente, es el punto de humedad del suelo en que la planta marchita ya no se recupera al volverlo a agregar agua, corresponde a 15 atmósferas de tensión.
- 5) Agua higroscópica, es el punto de humedad del suelo que está en equilibrio con la humedad ambiental.
- 6) Humedad aprovechable, corresponde al intervalo de humedad entre la capacidad de campo y el coeficiente de marchitez temporal.

Actualmente se cree que estas clasificaciones son arbitrarias y que no corresponden a una clasificación real de la humedad del suelo.

POTENCIAL CAPILAR Y VALOR p_f

Potencial capilar, (Buckingham 1907) ha sido expresado como una columna de agua equivalente a la presión de succión o falta de la presión requerida para producir el movimiento del agua desde el suelo, o la presión positiva del agua, para inducir un movimiento del agua hacia el suelo en un contenido de humedad dado.

p F

(Schofield, 1935), introduce la idea de usar el logaritmo del potencial capilar $p F$ expresa la energía con la que el agua es retenida por el suelo. El uso del $p F$ tiene la ventaja de su analogía con el pH y permite reducir las enormes diferencias de potencial capilar entre un suelo seco y otro húmedo a una proporción conveniente. En la gráfica siguiente se observa la relación entre el contenido de humedad del suelo y el $p F$, tiene la forma típica de un sigmoide donde podemos ver que el mayor contenido de humedad del suelo está entre $p F$ 2 y $p F$ 3, y que corresponde a la humedad aprovechable.

En la figura se observa que para un mismo $p F$ se obtienen diferentes valores de porcentaje de humedad, según que el suelo haya sido secado o humedecido, esto fenómeno se conoce con el nombre de histeresis.

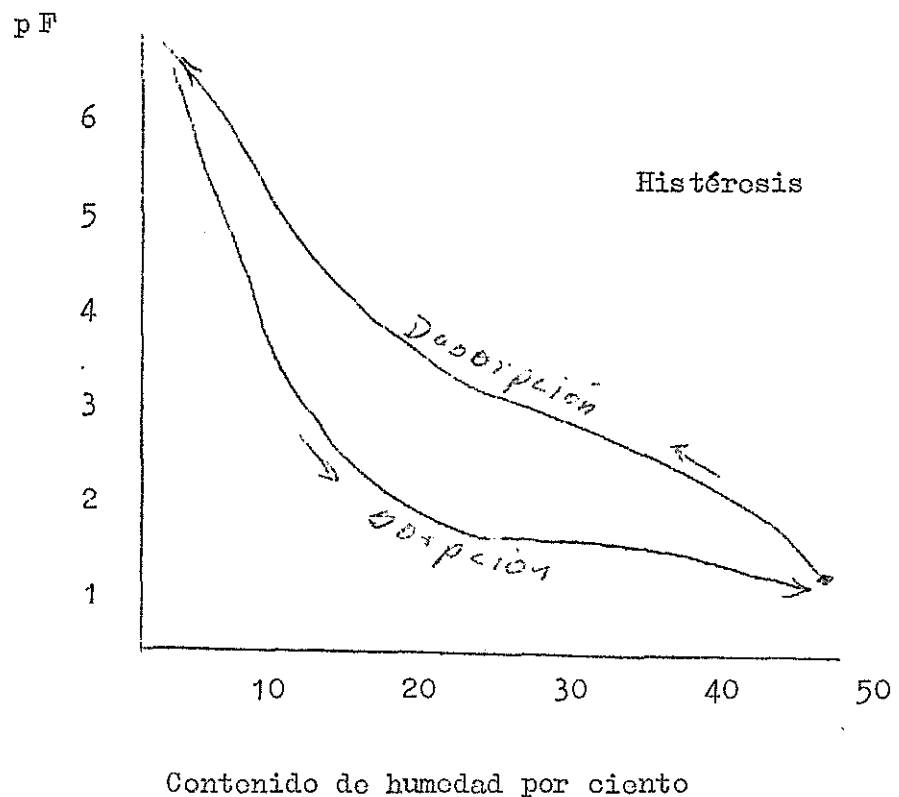


Tabla resumen de la porosidad y las relaciones con el agua

p F	Situación
0	Saturación
↑	Agua Gravitacional
2,5-2,6	Límite Superior del agua útil (capacidad de retención ó Humedad equivalente)
↑	Agua Capilar
Capaci- dad de agua útil	
4,2	Límite inferior del agua útil (Porcentaje de marchitez ó humedad a 15 atmósferas)
↑	Agua Higroscópica
7,0	Seco a la estufa a 105° C

Observaciones:

Hasta p F 1,7 el suelo está formado con poros grandes;
entre 1,7 - 2,5 poros medios;
" 2,5 - 4,2 " pequeños
‡ 4,2 superficie higroscópica.

Entre 2,5 y 1,7 son llamados poros de circulación del agua.
entre p F 0,0 - 1,0 se considera zona de drenaje rápido
1,0 - 1,7 poros de circulación o drenaje lento.

Dimensiones de los poros en mm.

p F	mm.	p F	mm.
0,0-0,5	1,0	2,5-2,6	0,009
1,0	0,3	4,2	0,0002
1,7	0,06	5,0	0,00003

DINAMICA DEL AGUA. INFILTRACION. PERMEABILIDAD. CIRCULACION DEL
 =====
 AGUA. ASCENSION CAPILAR
 =====

DINAMICA DEL AGUA

La circulación del agua en el suelo varía de acuerdo a la humedad existente en el suelo. Se han distinguido tres grandes aspectos de esta:

- 1) Circulación en suelos saturados.- Pérdida de agua
- 2) " " " no " .- Ascensión capilar
- 3) " on forma de vapor .- Flujo de vapor.

INFILTRACION

Se refiere al movimiento del agua dentro del suelo. Percolación se refiere al movimiento del agua a través del perfil. Es indudable que la percolación generalmente está incluida en el proceso de infiltración.

La medida del agua que pasa a través del suelo se denomina capacidad de infiltración. Horton, reconoce un máximo y un mínimo de capacidad de infiltración de los suelos. Los máximos valores se obtienen al comenzar la lluvia o el riego y decrecen rápidamente, luego gradualmente, hasta un valor estable. Las dimensiones de la capacidad de infiltración son longitud sobre tiempo (cm. x x hora). (velocidad).

PERMEABILIDAD

Es la mayor o menor facilidad con que los poros medios del suelo transmiten el agua bajo condiciones standards.

Velocidad de flujo, es el volumen de agua transferida por unidad de tiempo y por unidad de área normal a la dirección del flujo. En otras palabras indica la medida y dirección del movimiento del agua a través del suelo.

Conductividad hidraulica es la relación de la velocidad de flujo a la fuerza orientada por el fluido viscoso bajo condiciones saturadas de agua en el suelo. Es el valor K en la ecuación de Darcy.

De acuerdo a la ley de Darcy (1856) la velocidad de flujo del agua a través de una columna de suelo es directamente proporcional a la diferencia de presión y universalmente proporcional a la longitud de la columna.

$$v = K \frac{h}{l}$$

donde:

v = velocidad en $\text{cm}^3/\text{sog.}$

h = a la diferencia de presión en cm.

l = longitud de la columna de suelo en cm.

K = constante de proporcionalidad.

Cuando $\frac{h}{l} = 1$ y el área es un cm^2

$$v = K$$

En estas condiciones K es el coeficiente de permeabilidad o constante.

En la ecuación anterior v se refiere a la velocidad de flujo $h \frac{h}{l}$ o i al gradiente hidráulico; y K es la conductividad hidráulica. La carga hidráulica en un suelo saturado se puede determinar en el campo con el uso de piezómetros instalados a diferentes profundidades en el perfil del suelo.

Porosidad del suelo y conductividad hidráulica.— La relación exacta entre porosidad y la medida del movimiento del agua a través del suelo está todavía en estado experimental. Hay una evidencia suficiente de que el tamaño, densidad o empaquetamiento y el grado de hidratación de las partículas tienen un gran efecto sobre la conductividad hidráulica.

ASCENSION CAPILAR

Las bases fundamentales de las hipótesis de los tubos capilares con respecto al movimiento del agua capilar en el suelo es conocido como la ecuación de la ascensión capilar

$$h = \frac{2 T}{g D r}$$

donde:

h = altura del menisco sobre el nivel de agua

T = tensión superficial

D = densidad del líquido

g = aceleración de la gravedad

r = radio del tubo capilar

Interpretando esta ecuación para condiciones del suelo vemos que la altura de ascensión capilar es universalmente proporcional al radio de los poros. La presencia de numerosos poros en el suelo supone un movimiento de agua capilar considerable. Keem (1922),

ha calculado las siguientes columnas de ascensión capilar teóricas para un suelo ideal:

grava fina 10 cm.

arena gruesa 45 cm.

arena fina 1,25

limo 10 mt,

limo fino (0,01-0,002 mm.) 45 mt,

arcilla más de 45 mt.

Estos valores en condiciones naturales son imposibles de obtener, pero dan una idea de la fuerza de la ascensión capilar.

No se ha podido comprobar experimentalmente. (Es un dato poco aceptado).

EVAPORACION REAL Y POTENCIAL. EVAPOTRANSPIRACION. CRITERIOS DE
 =====

ESTIMACION
 =====

CICLO Y BALANCE DE AGUA EN EL SUELO

Podemos establecer un balance de agua en el suelo considerando los aportes, las pérdidas y el agua retenida. Como aportes tenemos la lluvia, el riego y filtraciones; como pérdidas tenemos la evaporación, la transpiración y el drenaje; en consecuencia:

$$P + R = E + T + D + \triangle W$$

donde: P = lluvia

R = riego o filtraciones

E = evaporación

T = transpiración

D = drenaje

$\triangle W$ = factor de almacenamiento. Si tomamos dos periodos donde el factor se considera igual en ambos, $\triangle W = 0$

En algunas estaciones del año algunos de los factores mencionados anteriormente se encuentran en su misma expresión y podríamos establecer un balance de invierno:

$$P = E + T$$

y un balance de verano:

$$R = E + T$$

Bajo condiciones de cultivo es difícil separar E de T por lo que se usa el término evapotranspiración (ET) que conjuga

ambos factores.

Si queremos saber el riego que hay que aplicar a una plantación tenemos que hallar el valor de ET, esto se puede conseguir por métodos directos y por métodos indirectos.

Procedimientos directos

- a) Sondeos periódicos del suelo antes y después del riego para conocer el estado de humedad del suelo.
- b) Con lisímetros.

Cada cultivo tiene características fisiológicas propias y un consumo y pérdida de aguas particular, por lo tanto se ha pensado en la valoración indirecta y así se han obtenido diversas fórmulas de cálculo, tales como la fórmula de Blaney & Criddle, Penman, Thornthwaito, Van Varen, etc. y que tienen diferentes parámetros.

Evaporación real

Es la suma de la evaporación y de la transpiración en un momento determinado del ciclo de la planta.

Evapotranspiración potencial

Es la pérdida de agua de un campo cubierto completamente por plantas y con un máximo de agua disponible. La evaporación potencial climática se refiere a un campo extenso de cultivo, correlaciona bien con los datos meteorológicos y es la que se determina mediante las fórmulas climáticas.

Fórmula de Penman

Considera cuatro parámetros que son: insolación, temperatura, viento y humedad relativa.

$$E = \frac{\Delta H_0 + Y E_a}{\Delta + Y}$$

FACTORES NATURALES EN LA FORMACION DEL HUMUS: CICLO DEL CARBONO

I HUMUS.- DEFINICION

Es aquella porción de la materia orgánica que ha sufrido cierta alteración o transformación.

II ESQUEMA GENERAL DE LA DISTRIBUCION DE LA MATERIA ORGANICA EN EL SUELO

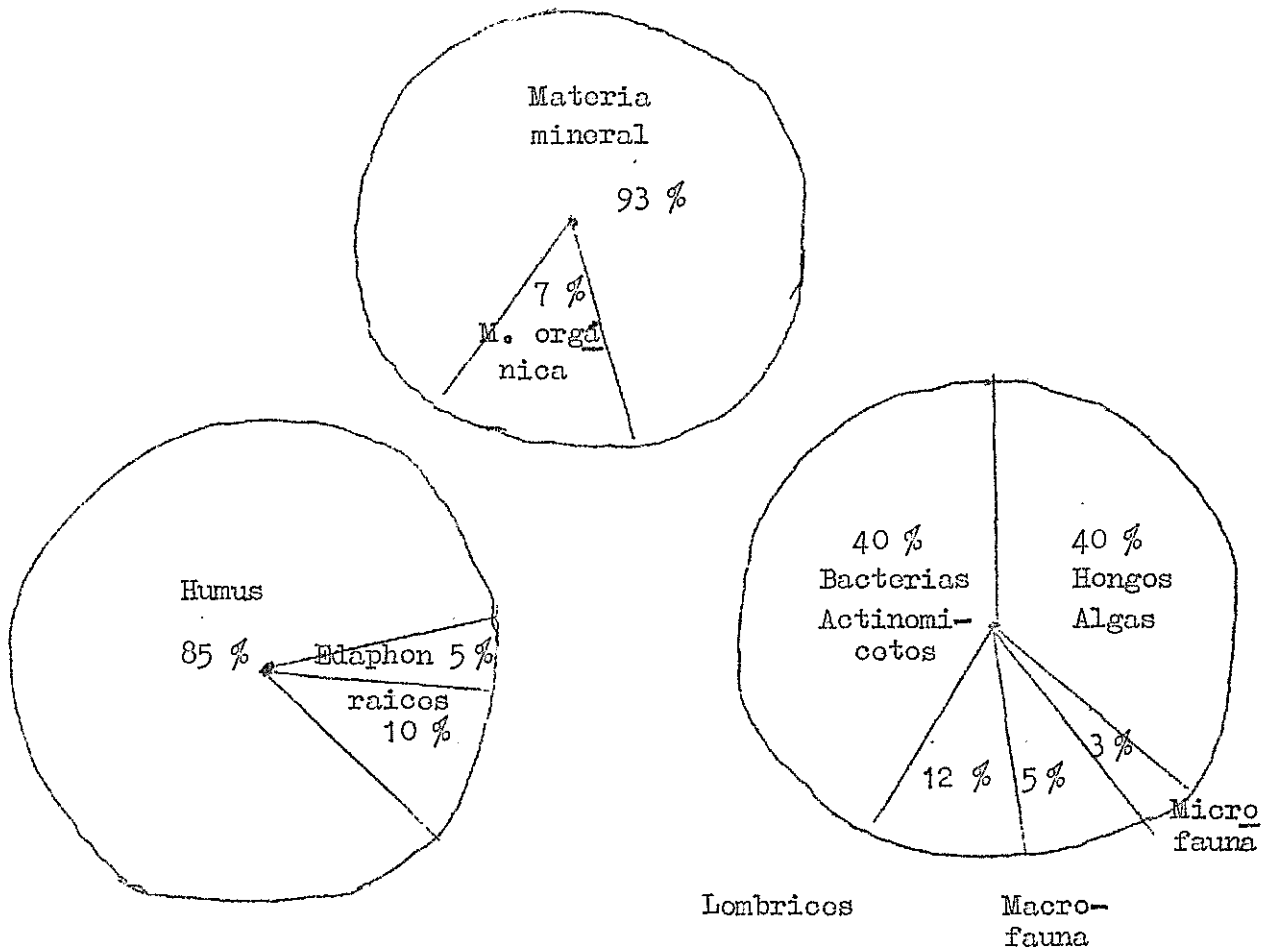


Fig. 1

donde:

E = Evapotranspiración potencial expresado en mm/día

H_0 = f (t^0 , radiación)

Δ = f (t^0 , humedad relativa)

E_a = f (humedad relativa, viento)

γ = constante psicrométrica = 0,49 cuando se trabaja con grados celsius.

La determinación de estos factores se hace en la forma siguiente: H_0 , es el término de la radiación neta. Como no se dispone usualmente de esta realidad se utiliza la siguiente relación:

$$H_0 = R_i (1 - r) - R_B$$

en donde: R_i = energía incidente (este dato se puede obtener de tablas astronómicas, como las que se dan en Miscellaneous Tables. Smithsonian Institut, Washington).

r = Albedo (coeficiente de reflexión de la superficie que recibe la energía

R_B = Energía reflejada.

Para medir la radiación se utiliza un actinómetro o se deduce a partir de los solarímetros. El valor H_0 (energía solar) debe ir expresado en mm. de agua o se introduce esta transformación en el valor de (1 mm. de agua = 59 cal.).

Δ = pendiente entre la temperatura y tensión de vapor (tangente del valor puntual de la curva de presión de vapor de agua VS temperatura, tomada para 1° C; es decir es el valor del cociente entre la diferencia de presión y Ca diferencia de temperatura, tomada esta última para 1° C). E_a = Poder desecante del aire (factor aerodinámico

$$E_a = 0,35 \left(1 + \frac{2}{100} \right) (e_a - e_d)$$

$e_a - e_d$ = poder desecante del aire

U = velocidad del viento (millas por día a 2 mt. de altura).

III HUMIFICACION

El proceso de la humificación se puede considerar dentro del proceso general de la carbonización (Fig. 2).

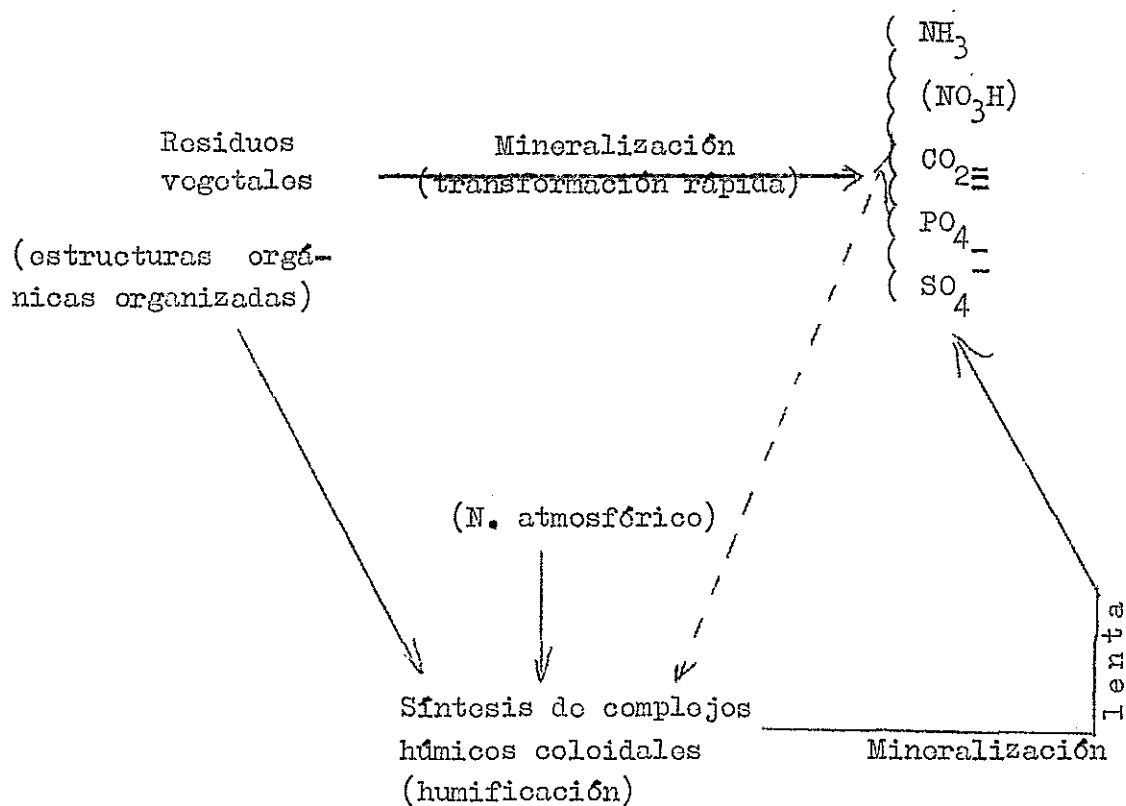


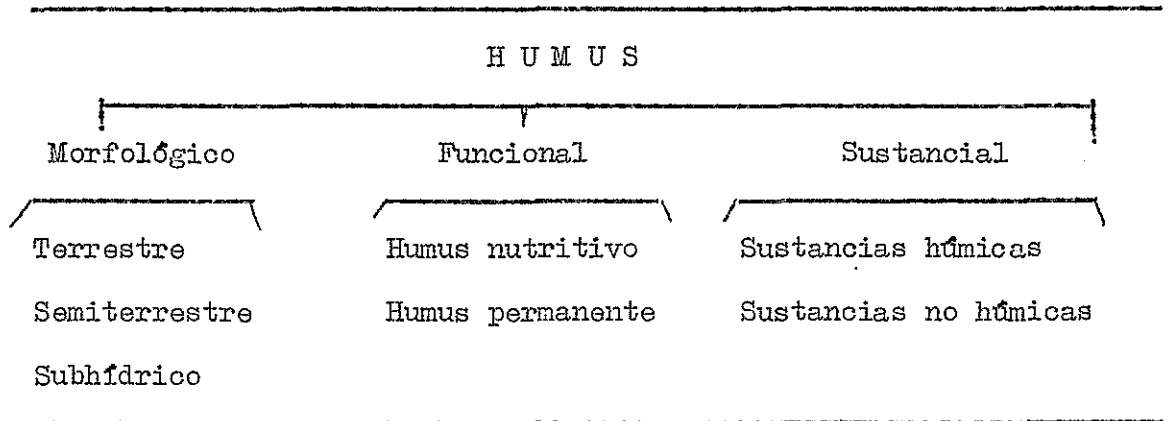
Fig. 2 (Douchafour) ()

IV ESTUDIO DEL HUMUS

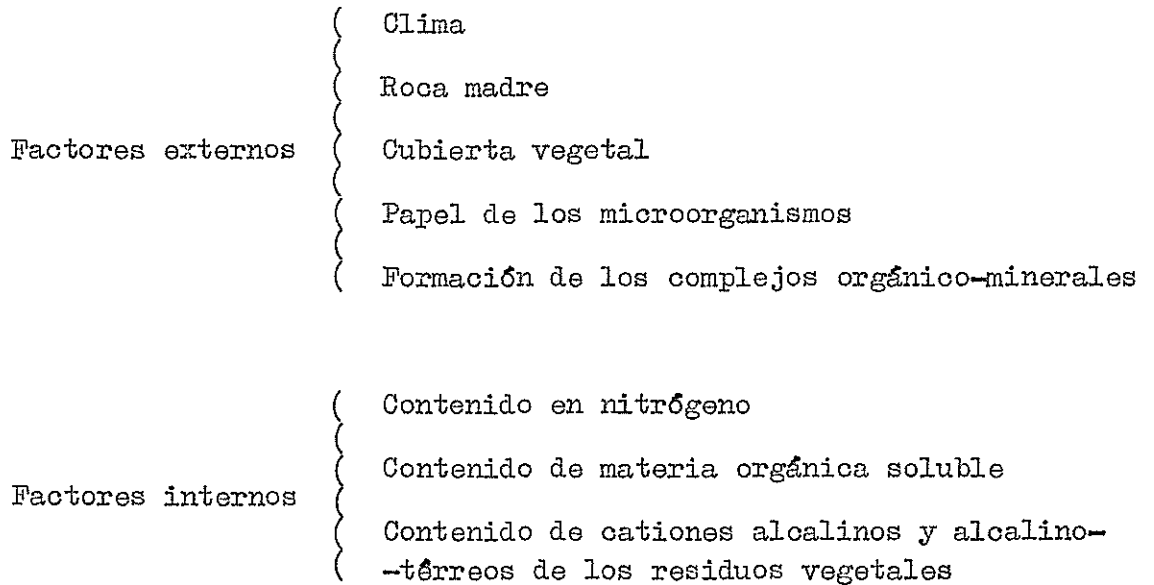
El humus puede ser estudiado bajo tres aspectos fundamentales:

- 1) Morfológico
- 2) Sustancial
- 3) Funcional

Esquemáticamente el estudio del humus podemos resumirlo en la siguiente forma:



Factores que intervienen en la formación del humus en el suelo:



La única manera de hallar la cantidad de humus en el suelo, es en forma empírica, ya que al variar un factor varían los valores de los otros factores.

En el suelo tiene que haber un equilibrio entre los residuos vegetales que se aportan al suelo, los residuos que se destruyen rápidamente y los que se destruyen lentamente. Los suelos tienen un límite en su contenido de humus, debido a este equilibrio, para conocer este equilibrio es necesario estudiar: la naturaleza de la materia vegetal, la velocidad de la mineralización y la velocidad de la descomposición.

Tyurin desarrolló la siguiente fórmula:

$$S = \left(\frac{1 - a}{x} \right) A$$

donde:

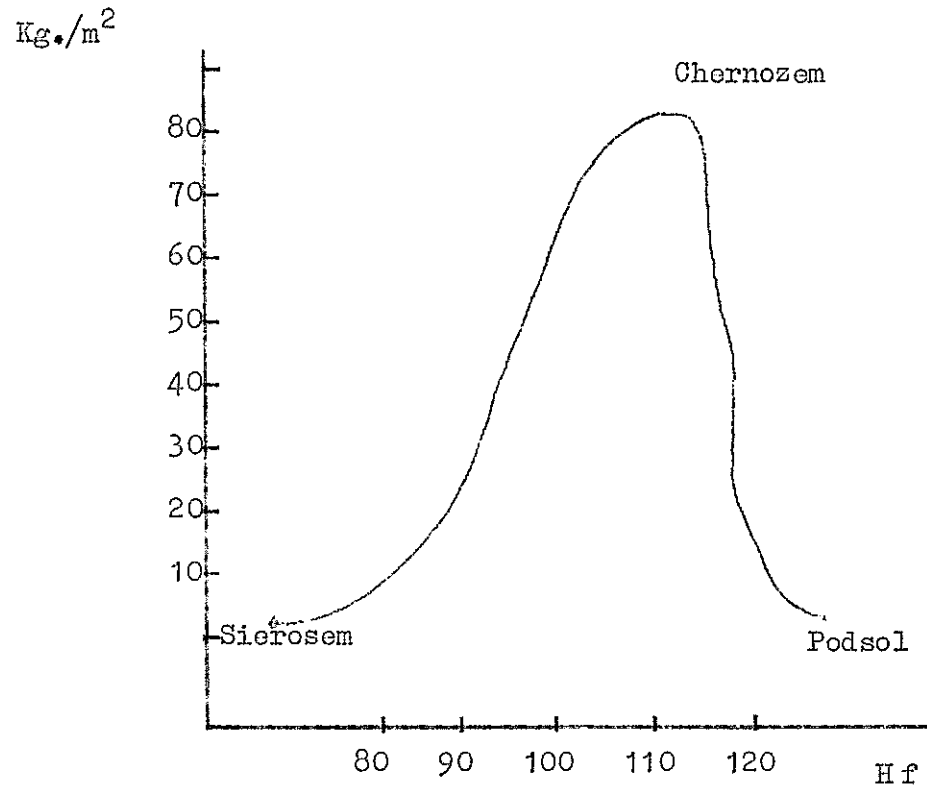
S = contenido de humus en un suelo

a = coeficiente de descomposición de los residuos

x = coeficiente de descomposición del humus

A = aporte de los residuos vegetales

Existen otros tipos de relación, variando uno de los factores antes mencionados y manteniendo constante el resto de los factores. Por ejemplo, si variamos el clima vamos a tener los resultados siguientes. (Fig. 3):



$$T = 43,2 \log. P - Hf$$

T = temperatura

P = humedad

Hf = hidrofactor

Fig. 3

Jenny ha encontrado relaciones empíricas del contenido de N.

$$N = 0,320 \left(1 - e^{-0,0039 NSa} \right)$$

N = nitrógeno

NSa = factor de humedad
de Mayor

$$N = C e^{-Kf}$$

Todas estas aproximaciones son empíricas ya que si varía la humedad todos los otros factores también varían.

Cubierta vegetal

Cuando hay plantas herbáceas, la cantidad de humus es mayor debido al alto contenido de raíces que se aportan al suelo ; los suelos forestales son pobres en humus, ya que cuando cae una rama el proceso de descomposición es lento.

Roca madre

Se plantea que el humus es estable cuando la roca madre es caliza o el suelo presenta un alto contenido de Ca asimilable.

Se cree que es por la formación de humatos cálcicos que estabilizan el humus e impiden que los microorganismos lo destruyan.

Se debe analizar que cuando en el suelo hay carbonato de calcio, este mejora la estructura y por tanto se mejora la aireación del suelo haciendo que esta se oxide fácilmente y dé origen a los humatos en forma cálcica.

El Na en pequeñas cantidades estabiliza al humus, pero en grandes cantidades es perjudicial por el efecto dispersante que posee.

El Fe y el Al parece ser que igual que el Ca estabiliza la materia orgánica y evita su descomposición, también en la formación de podsoles tiene una gran importancia.

La parte mineral forma complejos arcillo húmicos estables, entre ellos encontramos la montmorillonita, como la más estable, y se ha comprobado que cuando cambia a illita, la retención del humus es más pequeña; la unión entre la parte mineral y

la parte orgánica no está clara; en algunos países para retener el humus se abona con arcilla, aunque esta práctica en grandes extensiones no resulta económica.

Los microorganismos también son muy importantes en la formación del humus. Este responde a dos etapas, la primera destrucción de los residuos vegetales, y la segunda reunión de estos residuos, en ambos procesos actúan los microorganismos.

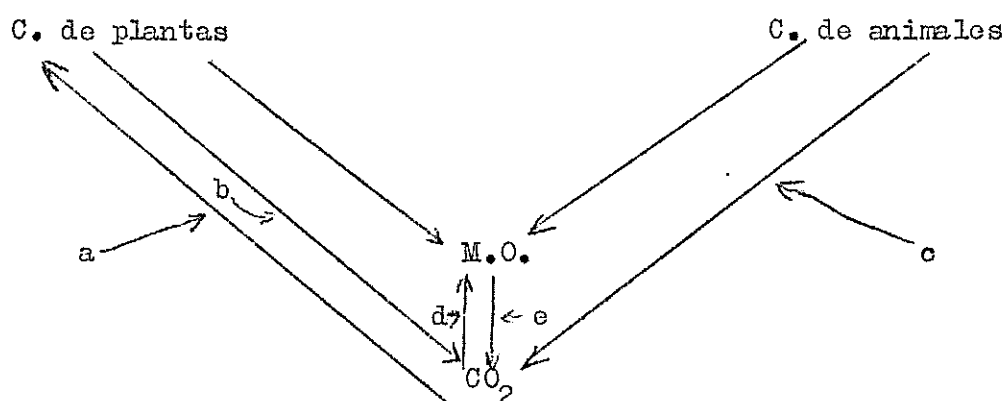
La materia orgánica es de suma importancia en los suelos, ya que el % de ésta es lo que sirve para diferenciar al suelo de la roca madre. Sin embargo, el humus es la sustancia natural que más se desconoce, esto es debido a una serie de factores como son: nomenclatura, gran variedad de suelos, de microorganismos, etc.

BIOQUIMICA DE LA FORMACION DEL HUMUS

=====

Oxido del carbono

Este es un círculo cerrado donde hay aportes de carbono de origen animal y vegetal y se están transformando continuamente a materia orgánica.



Este es un ciclo cerrado, se calcula que para Europa Central los aportes anuales de materia orgánica son los siguientes:

3 - 5 T/Ha. de raíces

3 - 5 T/Ha. de parte aérea

1 T/Ha. de microorganismos muertos

~ 300 - 400 K/Ha. de animales mayores

En los bosques antiguos, el contenido de lignina es superior al de la celulosa, ya que es más resistente a la descomposición y además la vegetación es más rica en lignina.

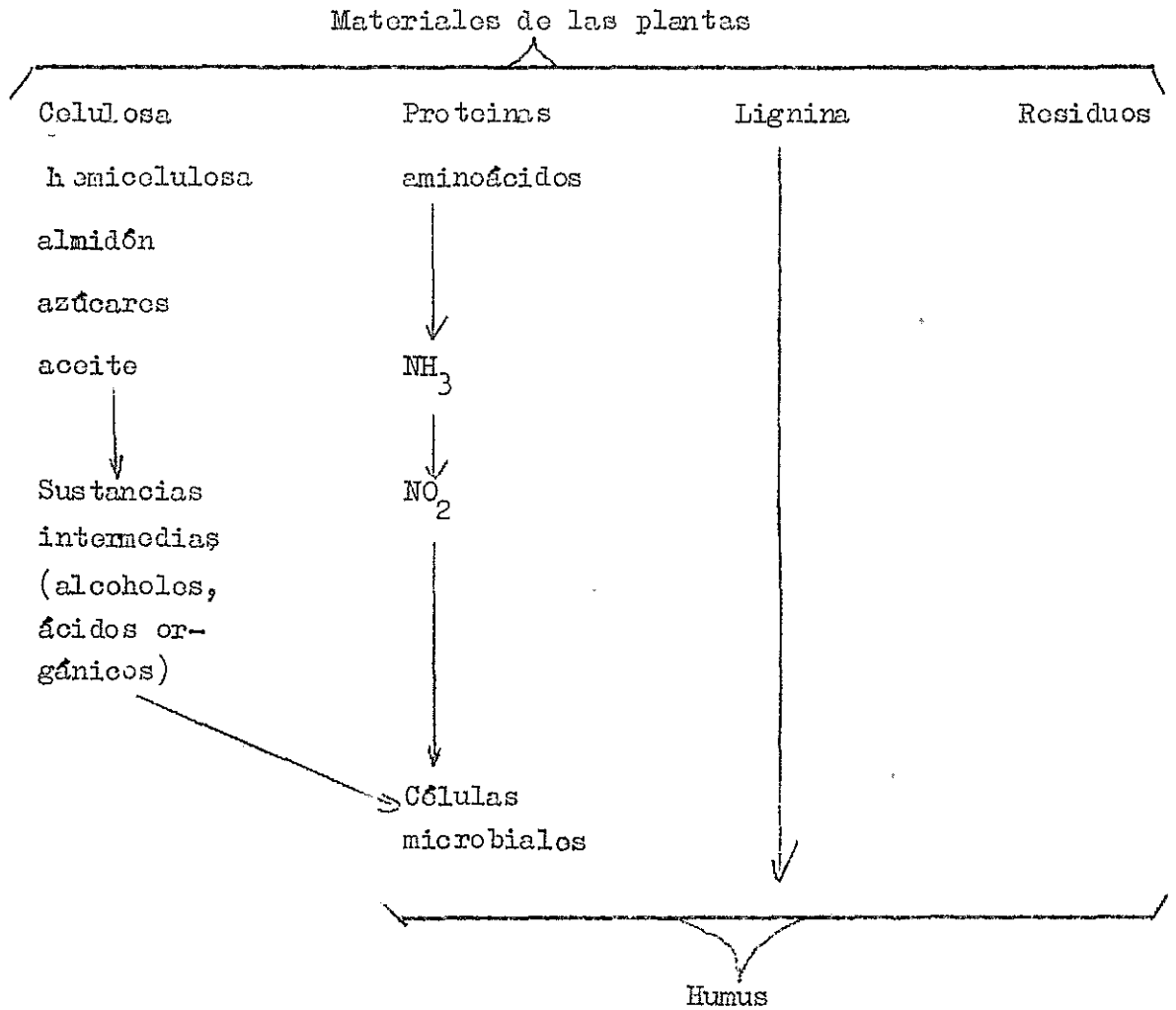
En la descomposición de la materia orgánica ocurren los siguientes procesos:

- Procesos físicos : Precipitación, temperatura. Que ayudan al desmenuzamiento de la materia orgánica.
- Procesos químicos : Hidrólisis; oxidaciones debido a la luz.
- Procesos enzimáticos: Exoenzimas; producción de enzimas oxidantes.

El humus es una sustancia orgánica más compleja, su formación supone dos procesos fundamentales:

- 1) Procesos físicos, químicos y enzimáticos que desdoblan la materia orgánica, y en el que intervienen los microorganismos.
- 2) Proceso físico-químico de condensación y polimerización, en el que pueden o no intervenir los microorganismos.

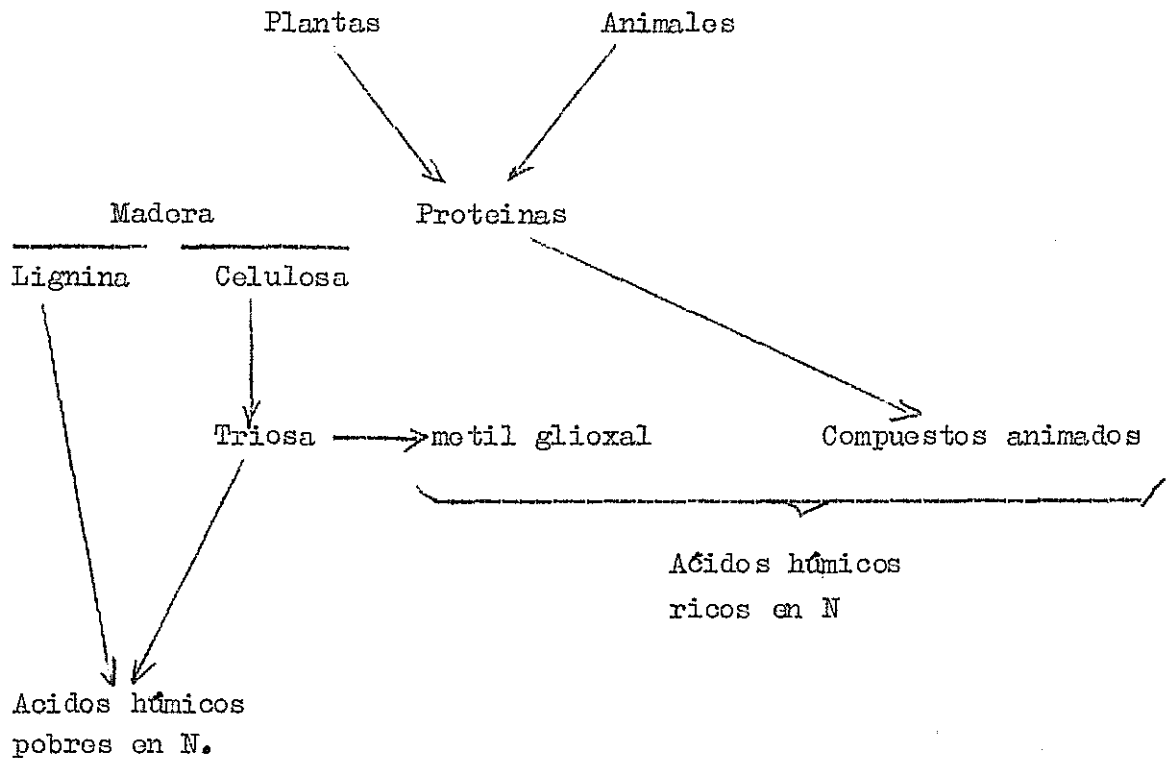
Antiguamente se suponía que los ácidos húmicos del suelo provenían de la lignina, Watsman, expuso una teoría de formación del humus a partir de la lignina y las proteínas, consideraba como fuente de humus los residuos de la planta, como puede verse en el esquema siguiente:



Euler consideraba que los ácidos húmicos se formaban con participación directa de la celulosa y la lignina.

Cuando las condiciones normales del medio no eran normales, la actividad de los microorganismos sufrían un cambio en su metabolismo, en lugar de formarse CO_2 se formaban una serie de ácidos orgánicos, aldehidos, etc.

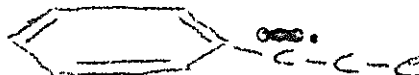
Su esquema es el siguiente:



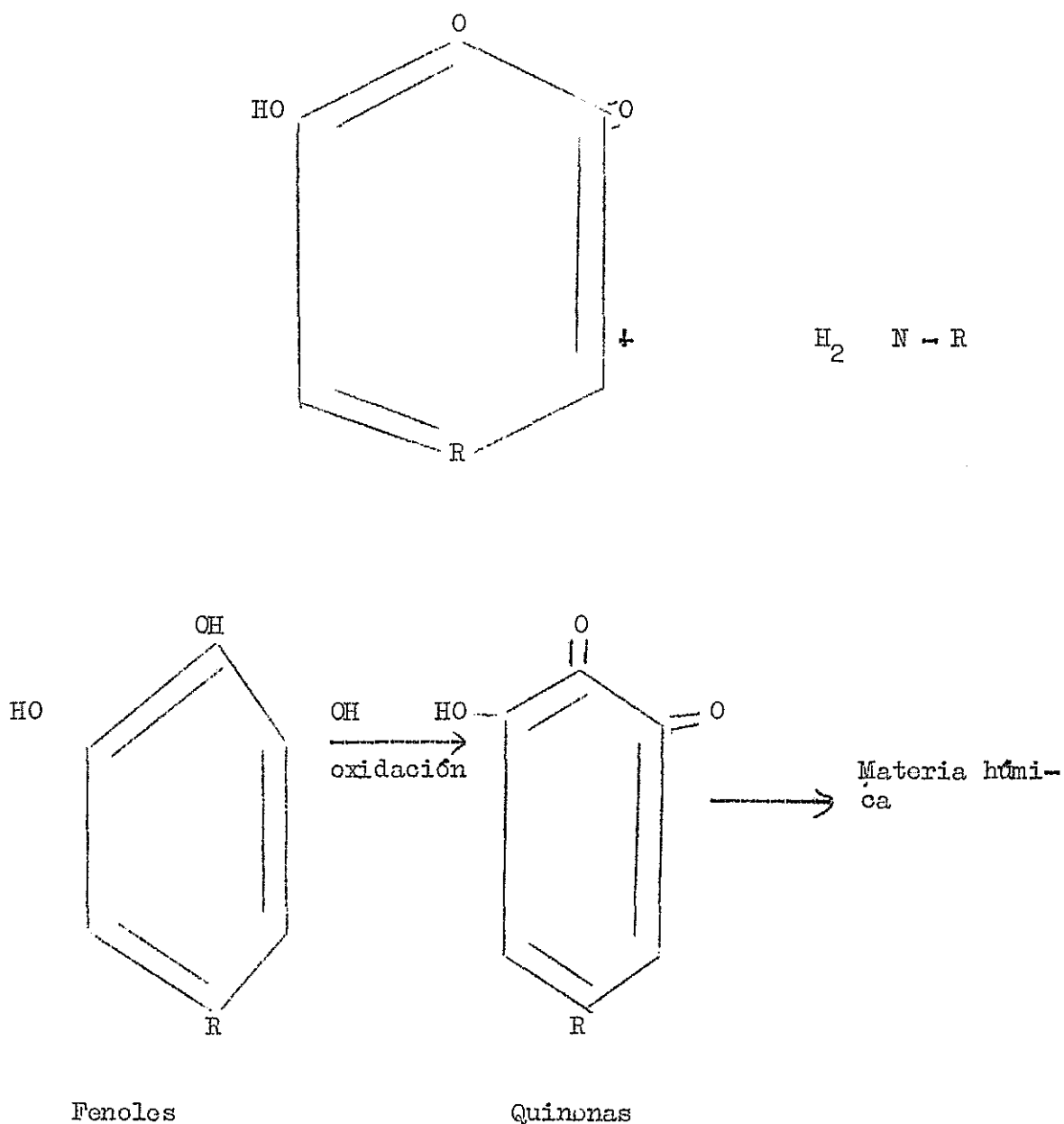
Odem : Dice que la materia húmica no necesita N. La variabilidad del N en los ácidos húmicos vá del 0 al 5 %.

Flaig: Ha comprobado que los suelos negros o los suelos de chernozems son ricos en materia orgánica. El humus no es una sustancia de naturaleza específica, sino una mezcla de sustancias donde interviene una serie de productos derivados de la lignina.

Freudenberg, Broum, Adler, et al. : Han dado diferentes fórmulas estructurales para representar la lignina, todos ellos concuerdan en que existe un radical aromático que es el núcleo fundamental de la lignina. Las ligninas son derivadas del fenil propano



Se cree que como productos intermedios en el proceso de formación del humus se forman productos muy reactivos que son las quinonas.



En consecuencia, todos los grupos que constituyen la materia orgánica por acción de los microorganismos dan lugar a grupos más pequeños y aromáticos.

Se puede resumir que la materia húmica es un productos de condensación de lignina, productos aromáticos y proteínas.

MICROBIOLOGIA DEL SUELO. CLASES DE MICROORGANISMOS. PAPEL QUE
 =====
 DESEMPEÑAN EN LA FORMACION DEL HUMUS
 =====

La microbiología del suelo constituye un elemento esencial muy vasto y muy complejo. La acción de los microorganismos es muy compleja. La acción de los microorganismos es muy compleja, comenzando por la degradación de los vegetales a elementos simples y luego por síntesis a elementos más complejos (ácidos húmicos).

Entre las formas vivientes del suelo tenemos:

Macroorganismos	{	Macro-fauna
	{	Macro-flora
Microorganismos	{	Microfauna
	{	Microflora

MACRO-FAUNA

Numerosos animales pasan toda o una parte de su ciclo vital en el suelo, sus efectos sobre este reportan un aspecto beneficioso en lo que conviene al transporte, la mezcla, la estructura granular, la aireación y el drenaje de capas telúricas que se encuentran a menudo, gracias a ellos, favorecidas.

Además los miembros de la macrofauna pueden influenciar las transformaciones químicas en el seno del suelo, sea directamente por sus procesos digestivos, sea indirectamente por medio de su acción pronedora sobre bacterias, hongos, protozoos o algas.

La mayor parte de estos animales, muertos, contribuyen a la acumulación de materia orgánica. Sin embargo, numerosos animales son vectores de agentes patógenos frente a otros animales o plantas. Los roedores o insectívoros no parecen ejercer otra acción sobre el suelo que las influencias mecánicas.

Los insectos parecen intervenir en fenómenos de digestión de ciertos constituyentes húmicos.

Los miriapodos, acaros y gasteropodos contribuyen a la degradación en sus primeros estadios, de los tejidos vegetales, de los que se nutren, abriendo así el camino a los microorganismos activos sobre estadios ulteriores. Los anélidos es el grupo más importante de la macrofauna. Se encuentran principalmente en los suelos con un elevado porcentaje de materia orgánica, neutros o poco ácidos. Su número varía en reducidas distancias en función del pH y del porcentaje en materia orgánica, de la cual dependen grandemente.

El efecto no se limita a la sola acción mecánica de transporte, mezcla o aireación. Estos son importantes en los suelos no cultivados donde tiene lugar un transporte en cantidades apreciables desde el subsuelo a la superficie y viceversa, incorporación en profundidad de materia orgánica no descompuesta. En ciertos casos el tamaño y la estabilidad de los agregados del suelo se encuentran incrementados o incluso en algunos suelos de bosque el desarrollo del "mull" en superficie es favorecido. La cantidad de tierra que atraviesa su cuerpo alcanza valores considerables (hasta 30 tn. por año). En los intestinos se efectúa, por así decirlo, una especie de predigestión de elementos nutri-

tivos para la planta. En efecto, durante este paso las fracciones no solamente orgánicas, sino también minerales y sobre todo nitrogenadas, están sometidas a la acción de las enzimas digestivas que liberan alimentos de gran valor para los vegetales superiores.

Estudiando las deyecciones de gusanos de tierra en suelos cultivados y de bosques se ve que estos están dotados de un pH y una capacidad de cambio más elevada que la del suelo, a la vez que son más ricos en materia orgánica, en nitrógeno total y nítrico, en calcio y magnesio cambiables y en fósforo asimilable. Igualmente estas deyecciones presentan un mayor número de microorganismos que el suelo vecino.

MACROFLORA

Las raíces de los vegetales estimulan por sus secreciones a la microflora, creando el llamado efecto "rizosfera". Estas raíces contribuyen al mantenimiento del humus por su descomposición en suelos arables así como la subsistencia de la microflora.

MICROORGANISMOS

Aquí aparecen dos grupos: microflora y microfauna y dentro de esta hay dos grupos importantes: nemátodos y protozoos.

Nemátodos

Forman parte de los habitantes normales de la mayor parte de los suelos y son muy abundantes. Se nutren de otros nemátodos, bacterias, protozoos, contribuyendo a la descomposición de la materia orgánica, a su mezcla íntima con las fracciones minerales y a la aireación.

Protozoos

Son muy numerosos en el suelo, el peso total por Ha. es de 100 a 300 Kg. Algunos se nutren de bacterias influenciando así indirectamente el crecimiento de vegetales. Según la naturaleza de las bacterias consumidas su efecto será favorable o desfavorable.

MICROFLORA

Cuatro grandes organismos constituyen la microflora telúrica: Algas, hongos, actinomicetos y bacterias.

Algas

Forman el único grupo de microvegetales conteniendo clorofila, su desarrollo es a menudo intenso y están universalmente distribuidas en las capas superficiales del suelo, donde las condiciones son más favorables. La humedad es el factor ecológico más importante en lo que concierne a la distribución de las algas. Contribuyen al aporte de materia orgánica del suelo y a la acción fijadora de nitrógeno, bien directamente, o bien por su asociación con bacterias fijadoras de nitrógeno. Contribuyen a la fijación de elementos minerales en formas insolubles, disminuyendo las pérdidas del suelo en elementos nutritivos.

Hongos

Forman agregados porosos por la adherencia de finas partículas de suelo a sus hojas. La descomposición bacteriana fúngica produce sustancias mucilaginosas, que son liberadas y se unen a partículas arcillosas, formando los agregados arcillo-húmicos. Intervienen en la descomposición de sustancias orgánicas, complejos nitrogenados y carbonados y principalmente en

la celulosis y ligninolisis, contribuyendo a la formación de sustancias húmicas.

Actinomicetos

Contribuyen a la degradación de la materia orgánica y a la formación de sustancias húmicas a partir de los molarinas que producen.

Bacterias

Su número en el suelo está sometido a variaciones, las cantidades obtenidas varían entre los 300.000 y 95 millones por gramo de suelo. Por término medio se ha evaluado el peso de bacterias en más de 500 Kg. por Ha. Contribuyen activamente a la descomposición de la materia orgánica del suelo y a la fijación de elementos minerales.

A continuación se revisará resumidamente las principales funciones fisiológicas de los microorganismos del suelo en relación con la fertilidad y la producción de sustancias húmicas.

En primer lugar, y por lo que respecta al ciclo del nitrógeno tenemos la fijación de éste por bacterias aeróbicas libres, entre las que se encuentran los *Azotobacter* y *Beijerinckia*.

En general los *Azotobacter* no se encuentran más que en los suelos de un pH igual o superior a 6, estos gérmenes son muy sensibles a los medios ácidos. Estas bacterias se alimentan principalmente de hidratos de carbono, dando un rendimiento de 70 mg. de N fijado por gramo de carbono consumido. El medio donde se cultivan las bacterias enriquece a los 5 días. Esto es debido a la producción de sustancias húmicas, de naturaleza muy semejante al humus del suelo, para algunos autores esta sería una melanina

que es diferente del producto negro formado por oxidación de los núcleos bencénicos, cuando esta bacteria se cultiva sobre benzoato sódico.

Los azotobacter a la vez que fijan N y producen sustancias húmicas sintetizan vitaminas y auxinas que son de gran importancia para el crecimiento de las plantas.

A título informativo, en un estudio realizado en TN se ha encontrado 25 azotobacter por gramo de suelo, en el mes de agosto por lo cual cabe pensar que esta cantidad debe incrementarse en condiciones más favorables.

También existe una fijación de nitrógeno por bacterias anaerobias principalmente *Clostridium pastorianum*, si bien, el rendimiento en N es muy débil.

Hay que señalar que los suelos ricos en carbonatos lo son a la vez en *Azotobacter*, este hecho está ligado al pH del suelo.

Una fijación de N ocurre en bacterias simbióticas, tal es el caso de los *Rhizobium*, que se encuentran en los nódulos de las raíces de las leguminosas.

Otro grupo de bacterias importantes son las amonificantes, las cuales producen una desaminación de compuestos orgánicos del suelo con desprendimiento de amoníaco. Esta desaminación está en razón inversa del contenido del humus en el suelo. Así en suelos muy humificados es muy baja.

La nitrificación está condicionada por una serie de factores como son la tensión de oxígeno, ya que los microorganismos nitrificadores son aerobios estrictos, el pH (óptimo alrededor de 8), la acción de superficie ya que las bacterias deben adherirse a partículas y es solamente el amoníaco fijado a esas partículas el que será oxidado y la oscuridad que tiene un efecto más favorable que la luz.

El número de gérmenes por gr. de suelo en TN es de 25.000. Otro proceso que sucede en el suelo es la desnitrificación, es decir, la liberación de nitrógeno molecular a partir de nitratos o nitritos, esto es poco importante en el suelo y la falta de N no puede atribuirse en exclusiva a estos microorganismos. La abundancia de una microflora de este tipo es signo de degradación del suelo.

Dentro del ciclo del carbono existen microfloras capaces de degradar las tremicolulosas, el almidón, la proteína, que son productos que no son tan abundantes en el suelo. Por el contrario los microorganismos celulóticos tienen una gran importancia. Las principales bacterias son las Mixobacterias, las Pseudomonas y Achromiobacter, además de los hongos que son muy activos.

Se puede considerar que la celulosa es la principal fuente de formación de sustancias húmicas del suelo, ya que una gran parte de los microorganismos que la degradan y la utilizan como fuente de energía forman a partir de estos productos húmicos que pasan al suelo.

La celulolisis va directamente ligada al nitrógeno, ya que los microorganismos necesitan de éste, así en tejidos vegetales con menos de un 1,3 % de N la celulolisis es muy lenta (en las pajas), para un 1,3 a 1,8 % el equilibrio es correcto y no hay ni liberación ni extracción de N del suelo. Cuando el 1 % es superior a 1,8 hay exceso de N y liberación de amoníaco.

La lignisolisis es debida principalmente a los hongos, mientras que las bacterias solo *Agrobacter* y *Pseudomonas* son activas sobre ligniosulfonato, con un porcentaje de destrucción del 75 %. Los hongos varían desde un 15 a 80 %, los tiempos de degradación son muy largos, más de 2 años.

Dentro del ciclo del azufre existen bacterias capaces de descomponer los aminoácidos azufrados con liberación de azufre inorgánico, sin embargo, esto es poco importante debido a la escasa cantidad de tales aminoácidos en el suelo.

Por el contrario existen bacterias capaces de oxidar el SH_2 ; reducir el azufre oxidado y mineralizar a esto. En TN se han encontrado bacterias reductoras y oxidantes, pero no mineralizantes.

A continuación estudiaremos el proceso de descomposición de las hojas desde que caen de los árboles.

Ya, antes de la caída, existen en las hojas levaduras y hongos viviendo en la superficie de estas y utilizando los oxudados de estas hojas. Estos microorganismos no tienen ninguna acción sobre la planta, son epifíticos y no parásitos.

En las hojas se encuentran siempre, bacterias, levaduras y hongos, mientras que los actinomicetos son muy raros. En trópicos húmedos se encuentran incluso algas, líquenes. Las bacterias parecen ser los primeros habitantes de la litosfera, en el momento de la germinación pasan al conjunto de la planta, raíces, tallos y hojas. No son pues inicialmente de origen atmosférico. Las levaduras y hongos aparecen más tardíamente y provienen de la contaminación externa.

Toda esta micropoblación aumenta a medida que la estación avanza y más precisamente cuando la hoja envejece. Sin embargo este incremento no es constante, existen periodos en que disminuyen, correspondiendo, según parece a un lavado de las lluvias.

Así las bacterias pueden contarse por trillones por gramo de hoja fresca, de suerte que en ciertos momentos la población de las hojas es más densa que la del suelo.

Estas cifras son mucho más elevadas en los trópicos.

Una de las particularidades de esta microflora es la abundancia de tipos pigmentados, sin embargo, las bacterias incolores predominan en los periodos de crecimiento activo de la hoja. Esta acción selectiva se explica por la influencia de la luz.

La edad de la hoja y la permeabilidad de esta contribuyen a la variación de la microflora, una vez que las hojas caen y mueren las especies epifíticas permanecen más o menos tiempo viviendo sobre los tejidos necrosados y en el interior de éstos, en los que penetran. Después del enterramiento de las hojas la eliminación de las especies epifíticas es muy rápida. Parece ser que las especies epifíticas no son capaces de permanecer en el suelo de manera adecuada, puede pensarse que la humedad persistente, la oscuridad y la heterogeneidad del medio hacen posible el crecimiento de una multitud de especies cuyos efectos competitivos representan un conjunto de factores sinérgicos eliminando las epifíticas.

A continuación aparecen numerosos actinomicetos que producen una nota inhibición de las bacterias. Estos descomponen la pectina principalmente en las hojas enterradas, los hongos la descomponen en las hojas superficiales. Sobre la celulosa se encuentran poblaciones complejas donde los actinomicetos son preponderantes, en particular en las hojas enterradas.

Así pues, en superficie existen un gran número de hongos filamentosos y levaduras.

Entre los hongos existe una variación no solamente cuantitativa, sino cualitativa según el tipo de hojas.

A este respecto, hay que señalar que las oleadas de microorganismos son diferentes para cada tipo de planta, al igual que lo es la constitución química de las hojas.

Así pues, de las hojas los primeros elementos que son degradados son la celulosa y la pectina, los glucósidos fenólicos y la poca lignina que poseen permanecen más tiempo en el suelo dando lugar a la existencia de una microflora altamente específica, mientras que para las sustancias anteriores existen una gran cantidad de microorganismos capaces de degradarlas.

TIPOS DE HUMUS. CONDICIONES AEROBICAS. CONDICIONES ANAEROBICAS
 ===== ===== =====

El humus se puede desarrollar en distintos medios:

Acrobiosis: Un medio totalmente aireado, suelo bien drenado

Intermedio: Aquí el humus se produce en condiciones de poco aire y algo de agua.

Anaerobiosis: Un medio totalmente sin aire, muy mal drenaje.

Acrobiosis	{	mull	{	mull cálcico	Anaerobiosis	{	Turbora	{	Cálcicos
		mull forestal		Acidos					
		moder	{	Anmoor					
		mor							

El mull también se denomina mull cálcico y se subdivide en dos tipos mull cálcico y mull forestal.

Mull cálcico

Se encuentra en suelos calcimórficos (rendsinas, chernozems) rico en actividad calcárea y calcio intercambiable, rico en ácidos húmicos de síntesis muy polimerizados, el pH es muy alcalino de 7,5 - 8,5; forman una capa fina $A_0 = 2 - 3$ cm.

$A_1 = \text{pH } 7,5 - 8,5$ (profundo)

La capa A_0 es delgada, formada por materia fresca, ya que se descompone rápidamente.

La capa A_1 es muy profunda, la relación C/N = 10; los ácidos húmicos son muy polimerizados, y hay una gran actividad biológica.

La arcilla y el ácido húmico forman una intensa unión, la cual impide el ataque microbiano, o sea, le da una resistencia a la actividad microbiana; este humus posee una buena aireación, lo cual determina condiciones excelentes para el desarrollo de las plantas.

Existen subtipos de humus:

Mull cálcico	{	Mull cálcico forestal
		Mull cálcico de pelusas calcáreas
		Mull de estepas
		Mull - Moder cálcico

Mull cálcico forestal: Muy rico en compuestos húmicos, característico de las rendsinas pardas forestales.

Mull cálcico de pelusas calcáreas: Muy rico en calcio y nitrógeno; mineralización más rápida que en el anterior.

Mull de estepa: Rico en ácidos húmicos, mineralización lenta pero progresiva.

Mull - Moder cálcico: Se parece al moder, se da en suelos calizos de montaña, los alemanes lo conocen como humus carbonatado. Aquí al no haber mucha cal la interacción arcilla cal no es tan intensa.

Mull forestal

Se conoce con el nombre de humus dulce, es pobre en calcio, las condiciones de formación son en buena temperatura y humedad, el humus es ácido y se mineraliza rápidamente, el horizonte A₀ casi no se conoce y el horizonte A₁ es de color oscuro, presenta

una característica granulosa, el pH de 5 - 6,5. El contenido de M.O. es de 15 %, existe una mineralización intensa.

Existen subtipos de mull forestal

Mull forestal	(Tipo mull. Este es característico mull forestal
	{	Cripto mull. Es un humus poco abundante y de mineralización rápida.
	{	Mull ácido. Llamado oligotrópico, desaturado en cationos.
	(Hidro mull. Sobre gley, puede provenir de un muller que está sobre agua.

El segundo gran grupo formado en anaerobiosis es el moder, los suelos aquí no están humificados porque la materia orgánica se descompone lentamente, el humus y la arcilla no forman complejos, aunque existe cierta unión.

Existen una serie de subtipos de moder:

Moder ácido : es rico en N y favorece la mineralización, favorece la podsolización y emigración del hierro hacia el interior del perfil.

Moder hidromorfo : se forma en suelo de pseudogley en condiciones de anaerobiosis.

Moder alpino : humus de montaña, bien humificado y poco alterado.

Moder cálcico: hay algo de Ca, se parece al mull moder

El tercer gran grupo formado en anaerobiosis es el humus bruto o mor. Se encuentra en los bosques resinosos, suelo pobre en Ca y en suelos silíceos.

En el horizonte A_0 se observan tres capas debido a la descomposición que es muy lenta.

A_0	{	L (se ven hojas)
		F (capa de fermentación con productos intermedios)
		H (capa algo más humificada)

El horizonte A_1 es poco espeso, y en algunos sitios no se observa.

Existen varios subtipos de Mor:

Mor	{	Mor granuloso. Compacto y poco coherente, difícil de encontrar.
		Mor fibroso. Forma bloques entrelazados de filamentos de micelio.
		Hidromor. Saturado en agua, evoluciona en condiciones anaeróbicas.
		Mor cálcico. Su descomposición es lenta sobre la roca madre, se desarrolla en clima frío y húmedo.

Entre el humus formado en condiciones de anaerobiosis tenemos la turba cálcica. Se caracteriza por una napa de agua permanente, viven muy pocos microorganismos y todos los años se superponen capas embebidas en agua, y estas están poco transformadas, aunque hay alguna celulosa y hemicelulosa que desaparece por la acción de bacterias anaerobias.

La turba ácida

Es de estructura fibrosa, con un pH de 3,5 a 4, y una relación de C/N 30 a 40 sin actividad biológica, y la microflora se reduce a algunos hongos y la mineralización es lenta, y esta ocurre sobre el musgo que se va acumulando sobre la roca que contiene huecos.

Anmor


Este se forma cuando el suelo está temporalmente saturado en agua, o que la capa freática oscilo mucho, se desarrolla sobre suelos de gley y pseudogley y se diferencia de la turba en que está mezclada con cierta cantidad de arcilla. Se distinguen dos tipos de Anmor, el ácido y el cálcico. El ácido es rico en cationes y el cálcico es rico en su actividad orgánica.

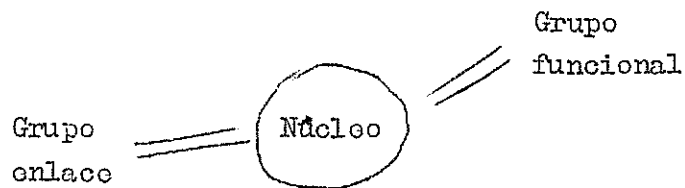
COMPOSICION DEL HUMUS
=====

El humus se podría dividir en sustancias húmicas y sustancias no húmicas.

El humus es una sustancia orgánica compleja de color oscuro, formada a partir de la materia orgánica por procesos de descomposición realizada por los microorganismos bajo condiciones fisico-químicas variadas del suelo y que posteriormente dan origen a productos de neoformación, por lo general de naturaleza cálcica. Muchos autores consideran que la estructura básica del humus está formada por derivados del fenil propano y de melanina depolimerización de los componentes de la materia orgánica que dan como producto intermedio a las quinonas y posteriormente al fenil propano.

Se considera que la estructura básica del humus está constituida por:

- 1) Núcleo; derivado del fenil propano, melaninas ?
- 2) Grupos enlace $-O-$; $-CH_2 CH_2-$; $-$  OH
- 3) Grupo funcional $-COO-$; $-CO-$; $-COH$; $-OH-$



El problema principal que se plantea en la determinación del humus es su extracción y a que hay una unión muy íntima con los componentes del suelo como son las arcillas.

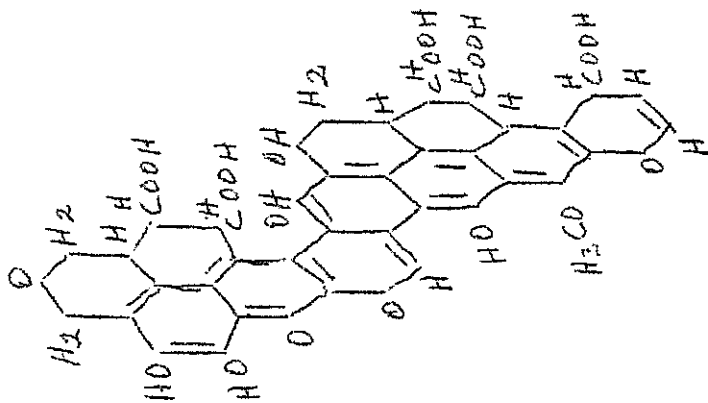
Humus

(residuos orgánicos de los suelos)

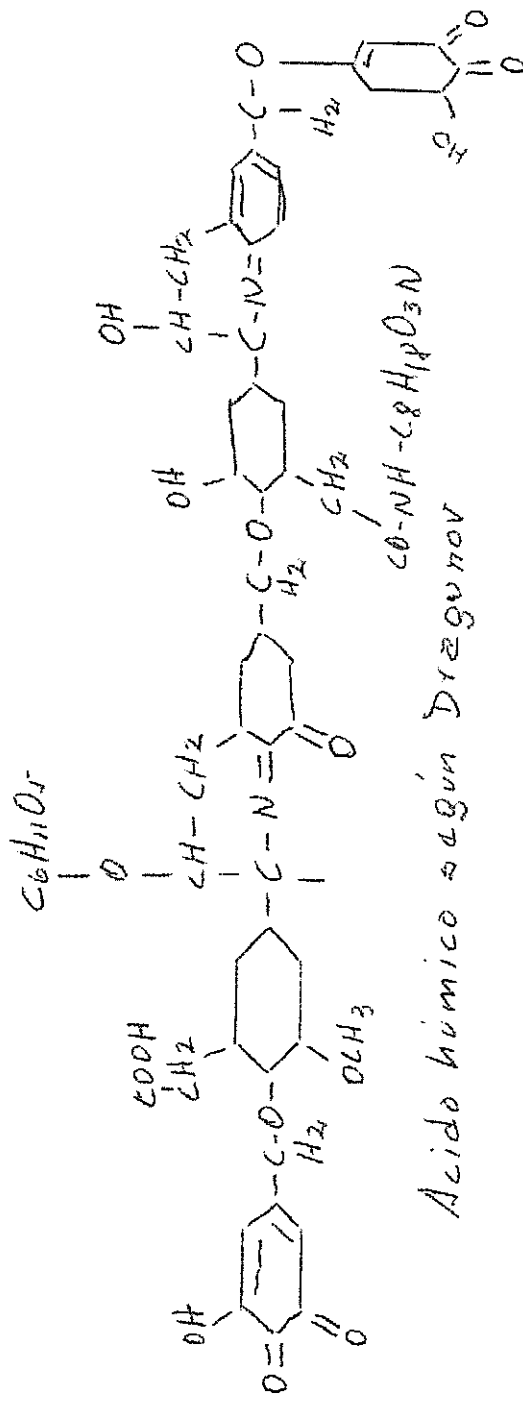
Sustancias no húmicas	Sustancias húmicas
Residuos animales vegetales poco coloreados, así como productos en descomposición. Solubles en bromuro de acetilo	Algunos tipos de suelos sustancias coloreadas de oscuro

Acidos fúlvicos (Oden)		Acidos húmicos (Berzelinz)		
Ac. fúlvico (Berzelinz)	Ac. fúlvico	Acido humatomelánico (Hoppe Seyler)	Ac. húmicos pardos Springer 1938	Ac. húmicos grises
Amarillo débil	Pardo amarillento	Pardo	Pardo oscuro	Negro grisáceo
Solubles en bromo de acetato			Insoluble en bromo de acetilo	
Solubles en NaOH diluida				
Solubles en NaOH concentrada			Precipitables por electrólito	
No precipitables con ácidos		Ligeramente precipitables con ácidos	Precipitables con ácidos	
Solubles en agua y alcohol		Solubles en alcohol	Solubles en álcalis; reaccionan con los disolventes	
50 % C		48,62 % C	50-60 % C	58-62 % C

Estado actual de la química de las sustancias húmicas



Acido húmico según Fuchs



Acido húmico según Dragunov

ESTUDIO DE DIVERSOS AGENTES EXTRACTORES

No puede extraerse con agua, pero sí por la acción de diversos agentes que desplazan los cationes polivalentes, por ejemplo, ácidos, álcalis, agentes formadores de complejos. Después de la extracción es difícil obtener la materia húmica libre de impurezas inorgánicas (arcillas, sesquióxidos, sílice) u orgánicas (hidrocarburos, proteínas, etc.).

Un buen método de extracción de la materia húmica debe cumplir los siguientes requisitos:

- 1) Debe ser aplicable a todos los tipos de suelos con el fin de hacer estudios comparativos.
- 2) Inalterabilidad de la materia húmica extraída.
- 3) Pureza de los extractos.
- 4) Debe asegurar una extracción completa de todas las fracciones representativas de la materia húmica.

Existen una gran cantidad de agentes extractores:

Agentes alcalinos:	hidróxidos alcalinos
	sales alcalinas
	disolventes orgánicos
Agentes neutros :	Oxalato, profosfato y
	disolventes orgánicos
Agentes ácidos :	Acidos inorgánicos y
	Acidos orgánicos

Los agentes básicos son los que más se utilizan sobre todo los agentes complejantes.

Las sustancias ácidas y neutras son poco usadas el ClH es el más empleado; y se utiliza generalmente en suelo podsólico, ya que en otros tipos de suelo su extracción es nula. En los suelos básicos el más utilizado es el NaOH para extraer la materia húmica del suelo.

La única diferencia entre los ácidos húmicos y fúlvicos es el grado de polimerización.

En la podsolización es donde se puede ver mejor la génesis de un suelo y su materia orgánica es la más estudiada; la formación de un podsol está basada en los ácidos fúlvicos que ocupan un 90 %. Los ácidos húmicos son muy insolubles, tienen poca movilidad y allí se van transformando. Los ácidos fúlvicos tienen pH 2 y los húmicos tienen pH próximo a 3. En el suelo el ácido húmico se encuentra de varias maneras, pero fundamentalmente de tres:

Libre (poca cantidad)

Ligados al Ca, Fe

Ligados a los coloides minerales

DINAMICA DEL HUMUS. FORMACION DE ESTRUCTURA. EFECTO DE LA MATERIA ORGANICA EN EL CRECIMIENTO Y DESARROLLO DE LAS PLANTAS.

IMPORTANCIA DE LA MATERIA ORGANICA EN LA FORMACION DEL SUELO Y EN LA FERTILIDAD DEL SUELO

En el proceso de alteración biológica de las rocas, los microorganismos son considerados como los pioneros, cuya participación en la circulación natural del hierro, azufre, calcio, sílice, fósforo y otros elementos, han sido estudiados por numerosos investigadores (Vinogradskii 1896, Nadson 1903, Omelyanskii 1927, y otros).

La importancia de la materia orgánica en el suelo, está implícita en la definición del suelo, que reconoce a la fertilidad como a la única diferenciación constante del suelo sobre la roca madre: las sustancias orgánicas juegan un papel importante en la producción de los suelos fértiles, como proveedores de los nutrientes para la planta, que son liberados en formas disponibles durante la mineralización.

En la organización de una buena estructura, la materia orgánica, juega el papel más importante, tiene también un efecto fundamental en las propiedades físicas del suelo (retención de humedad, regulación del calor, etc.), y es determinante en una serie de propiedades fisico-químicas, tales como, la capacidad de cambio y propiedades tampón.

ROL DE LA MATERIA ORGANICA EN LA ALTERACION Y DESCOMPOSICION DE
LOS MINERALES DEL SUELO

Acción de las sustancias orgánicas producidas por los microorganismos

Omelyanskii (1927), obtuvo algunos ejemplos excelentes de disolución de compuestos inorgánicos como producto de la actividad microbiana, por ejemplo, la disolución del fosfato de calcio a productos metabólicos de la bacteria megatherium.

Ravich-Shcherbo (1928) observaron, la disolución de minerales de carbonatos -calcita (CaCO_3), aragonita, magnesita (MgCO_3), dolomita, siderita (FeCO_3)- en presencia de productos metabólicos de bacterias, tales como ácido láctico y ácido butírico.

Aleksandrov (1949) aisló bacterias, capaces de decomponer aluminosilicatos potásicos, para producir potasio disponible.

Polinov (1945), de las observaciones sobre la alteración de las rocas, llega a la conclusión de que, los procesos de alteración de las rocas está íntimamente asociados con la actividad de los microorganismos, que son capaces de colonizar las rocas, cuando condiciones favorables para el desarrollo posterior de organismos superiores.

Bolyshev (1952) estudió el rol activo de las algas en la formación de los suelos.

La bioquímica de todos estos procesos todavía no está bien definida, la corrosión de las rocas es el resultado de la actividad de varias bacterias, y algas y líquenes hechos que han sido demostrados experimentalmente por numerosos investigadores.

En los últimos años, se han incrementado las investigaciones referentes al mecanismo de acción de los microorganismos y

de los productos de su actividad metabólica, se sabe que las sustancias orgánicas poseen propiedades quelatizantes, que influyen notablemente en la química de los minerales. Este grupo de sustancias, incluye muchos compuestos presentes en la mayoría de los suelos, tales como: ácidos orgánicos (en particular ácidos liquénicos), derivados de los ácidos urónicos y de ciertos pigmentos, amino-azúcares, etc. Algunos de ellos son productos de descomposición de residuos orgánicos, otros, son productos de la actividad de líquenes, hongos, bacterias y otros grupos de microorganismos; hay también constituyentes que provienen de la exudación de las raíces de plantas superiores.

ACCION DE LAS SUSTANCIAS HUMICAS

Las sustancias húmicas, también participan en la descomposición de rocas y minerales.

Sprengel, demostró que los silicatos pueden ser descompuestos por ácidos húmicos, formando ácido silícico.

El caracter de la acción, depende de la naturaleza de las sustancias húmicas, o de la resistencia de los minerales.

Una descomposición más activa de los minerales y rocas es producida por los ácidos fúlvicos y también, aparentemente, por ciertos tipos de ácidos húmicos que pueden incluir a los ácidos fúlvicos, esto puede ser atribuido a su alta dispersión y a su capacidad de formar soluciones moleculares.

ROL DE LAS SUSTANCIAS ORGANICAS EN LA FORMACION DE LA ESTRUCTURA
DEL SUELO

La estructura del suelo es de gran importancia para conocer la fertilidad del mismo. La materia orgánica es el factor más importante que interviene en la formación de una buena estructura del suelo.

Savvinov (1935), en la determinación de estructuras de suelos vírgenes, observó que en los chernozems bajo vegetación perenne, la estructura tiene un alto grado de estabilidad al agua, estando entre 80-90 %, lo siguen los suelos forestales de estepa con 60-80 % y los más bajos corresponden a los suelos podsólicos con 30-40 %.

Ha sido demostrado por muchos autores, la participación de los microorganismos en la formación de "estructuras estables al agua". Los agregados estables al agua, pueden ser formados por la acción de los micelios de los hongos, que evitan la dispersión de las partículas por acción del agua.

Se ha observado la agregación durante la aplicación de pequeñas dosis de sustancias orgánicas; los agregados formados mantienen su estabilidad a través del tiempo, como puede verse en el cuadro siguiente:

Cuadro 1

Contenido de agregados estables al agua ($> 0,25 \text{ mm.}$) con aplicación de productos microbianos (Gel'stor, 1940)

Suelo	Contenido inicial de agregados	Despues de 3 1/2 meses	Despues de 21 meses
Suelo podsólico de la Academia Timiryesev. Testigo	42,2	31,4	26,3
+ 0,139 % C de productos microbianos	92,3	78,9	48,7
Chernozem del área de Plavsk. Testigo	8,8	8,1	6,3
+ 0,139 % C de productos microbianos	60,4	51,8	25,1
Serozems de Ak-Kavak, Testigo	18,1	24,8	16,8
+ 0,139 % C de productos microbianos	83,0	60,8	41,8

Sin embargo, el problema de la interacción entre la materia orgánica y las sustancias minerales, durante la formación de agregados, todavía es poco conocido.

Gedroits (1955) quien ha estudiado el mecanismo de este proceso, señala que son dos los principales factores que en ellas interviene, son: la presión de los sistemas radiculares de las plantas y la coagulación de los coloides del suelo por la acción de los iones de calcio.

El proceso de formación de estructura es un mecanismo complejo, producido por factores complejos, (composición mecánica y mineralógica del suelo, naturaleza del humus, carácter de la interacción entre los minerales y la parte orgánica del suelo, condiciones de humedad y el efecto del laboreo, etc.).

SUSTANCIAS ORGANICAS DEL SUELO, COMO FUENTES DE CARBONO Y NUTRICION MINERAL PARA LAS PLANTAS

En el cuadro siguiente, se muestra la remoción de nutrientes por diferentes cultivos, y el aumento remanente en el suelo por los residuos de raíces, la estimación fué hecha en base a un buen año.

Cuadro 2

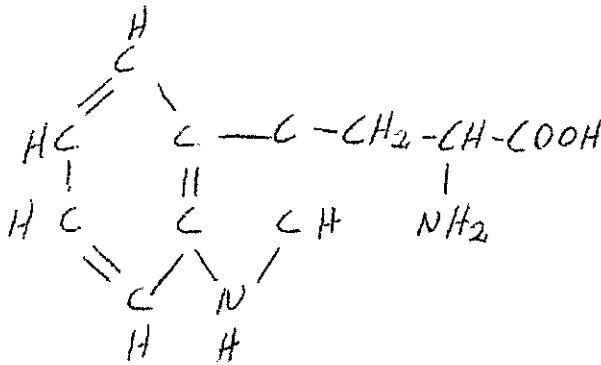
Contenido total de N y P_2O_5 removidos por los cultivos y raíces remanentes de un cultivo.

Cose- cha q/Ha	Contenido en el cultivo				Aumon- to de resi- duos de raíces	Contenido en raíces				
	N		P_2O_5			N		P_2O_5		
	%	Kg/Ha	%	Kg/Ha		%	Kg/Ha	%	Kg/Ha	
<u>Cereales</u>										
grano	16-20	2,5	40-50	0,6-0,8	10-16	20	0,7-1,0	14-20	0,6-0,8	12-16
paja	25-30	0,6	15-24	0,5	12-15					
-	-	-	55-74	-	22-31					
<u>Algodón</u> con una pro- ducción de fibra de 16-20 q/Ha	-	-	80-100	-	16-20	20-30	0,5	10,15		

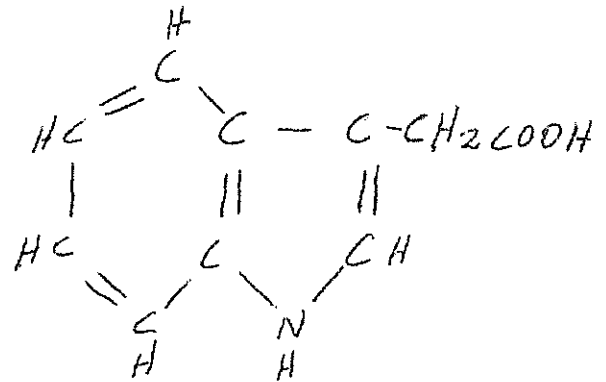
EFEECTO DE LAS SUSTANCIAS ORGANICAS SOBRE EL CRECIMIENTO Y DESARROLLO DE LAS PLANTAS

Mulder, detectó la presencia de ácidos orgánicos de bajo peso molecular (fórmico, acético, propiánico, aspártico, etc.) en el suelo, y observó que ellos promueven el desarrollo; en ausencia de estos ácidos el desarrollo es pobre.

Compuestos similares pueden ser formados durante la descomposición natural de los residuos orgánicos, el ácido B-indol acético es formado durante la descomposición bacteriana del Triptofano.



Triptofano



Acido B-indol acético

Kristova, en experimentos con diferentes plantas, encontró, que pequeños aumentos de ácidos húmicos en el suelo, incrementan el crecimiento y desarrollo de los cultivos, mejores resultados se han obtenido en cereales que en legumbres, en plantas oleaginosas, no se obtuvo resultados favorables de la aplicación de los ácidos húmicos.

Cuadro 3

Efecto de diferentes dosis de ácidos húmicos sobre trigo
(Khristeva, 1949)

Tratamiento experimental	Largo de las raíces primarias				Largo del tallo	
	1ª medida		2ª medida			
	mm	%	mm	%	mm	%
Agua	63	100	65	100	92	100
$6 \times 10^{-5}\%$ K-humato	62	98	56	106	112	122
$6 \times 10^{-4}\%$ "	83	131	111	171	125	136
$6 \times 10^{-3}\%$ "	80	127	109	168	135	147
$6 \times 10^{-2}\%$ "	57	90	79	121	127	138

Khristeva, señala que los ácidos húmicos son recursos suplementarios de polifenoles en los primeros estados de su desarrollo de las plantas y que intervienen en la catálisis respiratoria. Lo que trae como consecuencia, que los sistemas Ruzimáticos sean intensificados, la división celular se acelera, mayor crecimiento de los sistemas radicales, por lo tanto, se incrementa la producción de materia seca.

Las acciones múltiples de los ácidos húmicos sobre los procesos fisiológicos y bioquímicos, producen en las plantas un efecto positivo sobre la producción de masa verde. Datos interesantes sobre este problema fueron obtenidos por Chaminade y colaboradores (1956), como puede verse en la figura 1.

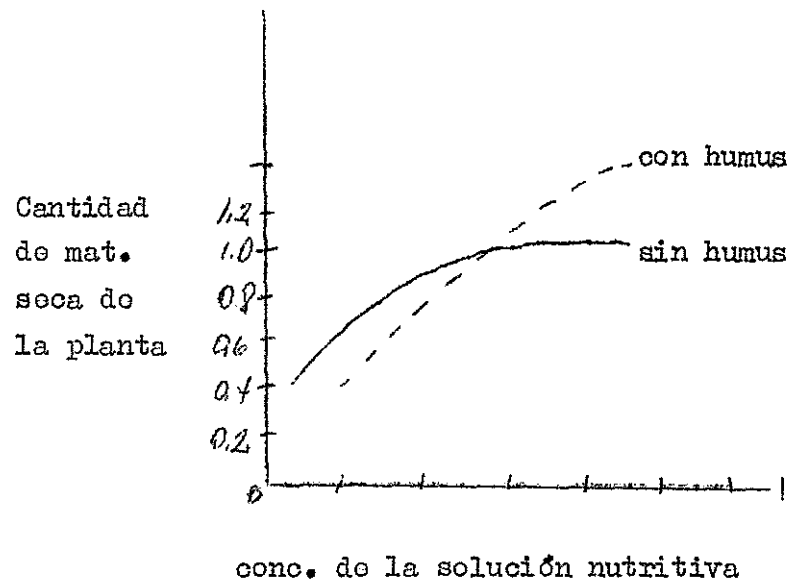


Fig. 1. Efecto de los ácidos húmicos sobre la producción de ray-grass en arena (Chaminade 1956)

También se han obtenido fertilizantes sintéticos que contienen sustancias húmicas, uno de los más conocidos es el "humophor", en vía experimental, se han obtenido resultados favorables con pequeñas dosis localizadas cerca de la zona radicular.

El alto costo de la producción de fertilizantes húmicos y las dificultades de su transporte, limitan por ahora su utilización.

BIBLIOGRAFIA

- KONONOVA, M.M.-- Soil organic matter
 PETERSON.-- Soil biochemistry
 DOUCHAUFOR, P.-- Precis de pedologie

S I L I C A T O S

=====

GENERALIDADES

El silicio constituye el 27,22 % de la corteza terrestre donde se encuentra en forma de sílice SiO_2 (la arena es fundamentalmente sílice) y silicatos. Los silicatos son los compuestos más abundantes en la litosfera, así los feldespatos forman el 58,5 %, los silicatos de Fe y Mg (no feldespatos) el 13,9 % y las micas el 10,2 %.

Los silicatos naturales, cuando se consideran desde el punto de vista de su composición, forman un conjunto sorprendente por su extraordinaria complejidad. Los primeros intentos para clasificar estas sustancias, tomando como base su composición analítica, fracasaron puesto que las sustancias no podían encuadrarse en un sistema natural de sales y no derivan de ninguna serie de ácidos silícicos. Sólo después de haber aplicado las técnicas de análisis mediante difracción de rayos X al estudio de estas sustancias, es cuando se ha visto cual era el origen de estas dificultades, lo que ha permitido establecer que la clasificación sistemática no puede lograrse más que basándose sobre las ordenaciones estructurales.

La complejidad de estos compuestos es consecuencia de las propiedades de sus dos componentes principales: silicio y oxígeno.

El Silicio es un elemento del grupo 4B de la tabla periódica, su número atómico es 14 y su configuración electrónica $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^2$, por lo que puede formar enlaces sp^3 , que están dirigidos hacia los vértices de un tetraedro regular, en el cual el silicio constituye su centro geométrico.

El otro componente fundamental, el oxígeno, ocupa los vértices del tetraedro. Debido a la diferencia de electronegatividad entre silicio y oxígeno (1,8 y 3,5 respectivamente según la escala de Pauling), los enlaces SiO no son totalmente covalentes, sino parcialmente iónicas. En los compuestos iónicos el número de coordinación (número de iones que rodean a otro de carga contraria) es función de la relación de tamaños de los iones. La relación de radios para Si-O es del orden de 0,29 que está dentro del margen correspondiente a coordinación 4(0,225 - 0,414). Por todo esto podemos asegurar que en los silicatos, el silicio se encuentra rodeado por cuatro oxígenos formando tetraedros.

Las dificultades esenciales asociadas a la clasificación de los silicatos, son las siguientes:

- a) Datos analíticos insuficientes, puesto que un determinado conjunto de datos para una sustancia de tanta complejidad puede ser compatible con una serie de fórmulas moleculares diferentes.
- b) Puede dudarse de la homogeneidad de la muestra, y cuando a base de un análisis se le asigna una fórmula a un mineral, ésta puede ser completamente fortuita.
- c) Las sustituciones isomorfas, propiedad por la cual un ión puede sustituir a otro de tamaño similar en una red cristalina. Si el ión de que se trate tiene igual carga que el sustituido, se producen distorsiones en el cristal. Si la carga es diferente, se produce un exceso o defecto de carga. En los silicatos, iones tales como el Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , etc., pueden reemplazarse mutuamente y pueden presentarse sustituciones análogas entre Al^{+3} y Fe^{+3} , Na^{+} y K^{+} , o OH^{-} y F^{-} , en una variedad casi sin fin. Tales sustituciones no

implican cambios en el estado de oxidación o composiciones en general, pero plantean dificultades analíticas. Un tipo de sustitución más significativo es el de Si^{+4} por Al^{+3} . Esto puede presentarse a consecuencia de la semejanza de tamaños ($r_{\text{Si}^{+4}} = 0,50 \text{ \AA}$, $r_{\text{Al}^{+3}} = 0,55 \text{ \AA}$) y es extraordinariamente frecuente. Como consecuencia de la diferencia en el número de oxidación, cuando el silicio es sustituido por el aluminio, se produce un aumento en el estado de oxidación del anión en una unidad y por tanto la electroneutralidad exige o la presencia de un catión que compense la pérdida de carga positiva (por ejemplo, Na^{+}) o bien otra sustitución simultánea de un catión por otro de carga positiva superior (por ejemplo, Na^{+} por Ca^{+2}). En estas circunstancias se presenta otra complicación consistente en que, mientras el silicio siempre posee índice de coordinación 4, el aluminio puede presentar 4 ó 6, en efecto, la relación de radios entre Al y O es del orden de 0,36, quedando cercana al umbral del límite para número de coordinación 6 (0,414 - 0,732). Este hecho hace que en algunos silicatos además de los tetraedros SiO_4 existan octaedros AlO_6 complicándose el estudio de los mismos. Así pues, para una primera aproximación, un silicato puede considerarse constituido por tetraedros y octaedros como los anteriormente descritos.

Los silicatos son en efecto, estructuras coordinadas basadas en la asociación de aniones grandes con cationes pequeños. Las dimensiones del retículo cristalino quedan controladas generalmente por la de los aniones. El enlace entre los tetraedros tiene lugar compartiendo los átomos de oxígeno que ocupan los vértices.

CLASIFICACION

SILICATOS QUE CONTIENEN ANIONES FINITOS (SiO_4^{-4} ; $\text{Si}_2\text{O}_7^{-6}$; $\text{Si}_3\text{O}_9^{-6}$; $\text{Si}_4\text{O}_{12}^{-8}$ y $\text{Si}_6\text{O}_{18}^{-12}$)

Los ortosilicatos son redes cristalinas en que los aniones son entidades SiO_4^{-4} independientes. Estas cargas negativas se compensan con cationes como Fe^{+2} , Mg^{+2} , etc., cada catión tiene número de coordinación 6 y cada oxígeno está coordinado a tres cationes divalentes. Son ejemplos de este tipo de silicatos los siguientes silicatos:

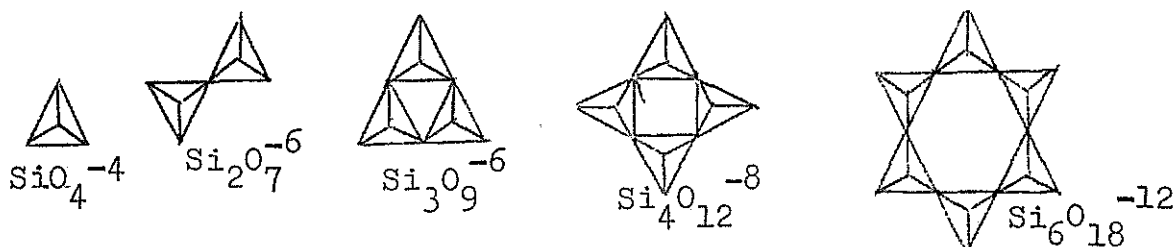
Olivino $9\text{SiO}_4\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{Fe}$

Granate $(\text{SiO}_4)_3 \text{Al}_2 \text{Ca}$

Fenacita $\text{SiO}_4 \text{Be}_2$

Zircón $\text{SiO}_4 \text{Zr}$ etc.

Pueden además unirse varios tetraedros SiO_4^{-4} formando agrupaciones de dos tetraedros $\text{Si}_2\text{O}_7^{-6}$, de tres formando un ciclo $\text{Si}_3\text{O}_9^{-6}$ (no se conocen agrupaciones no cíclicas de tres tetraedros), de cuatro $\text{Si}_4\text{O}_{12}^{-8}$, y de seis $\text{Si}_6\text{O}_{18}^{-12}$.



La thorveitita $\text{Si}_2\text{O}_7\text{Sc}_2$ es ejemplo típico de silicatos con el primer tipo de estos aniones.

El grupo $\text{Si}_3\text{O}_9^{-6}$ es característico de la bonitoita $\text{Si}_3\text{O}_9\text{BaTi}$ y de la wollastonita $\text{Si}_3\text{O}_9\text{Ca}_3$.

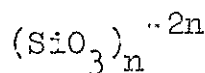
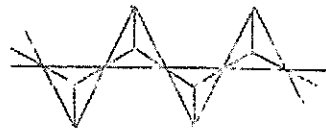
El anillo de cuatro tetraedros se encuentra en la analcima $\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{Al}_3\text{Na}_2$.

El berilo (esmeralda, aguamarina) $\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Be}_3\text{Al}_2$ posee el grupo de seis silicatos. Tanto en la bonitoita como en el berilo, los anillos se ordenan en hojas (pero no forman estructuras en capas) con los iones metálicos entre las hojas, enlazándolas. En la bonitoita los iones Ti^{+4} y Ba^{+2} están exacoordinados, pero en el berilo, los iones Be^{+2} se encuentran tetracoordinados y los Al^{+3} están exacoordinados. En el berilo las capas están ordenadas de tal forma que existen canales a través de los exágonos que están unos sobre otros (los vértices de los tetraedros formadores de los exágonos están unos frente a los otros) haciendo que el berilo sea permeable a los gases que poseen moléculas pequeñas (por ejemplo el He).

SILICATOS CON ANIONES INDEFINIDOS FORMANDO CADENAS

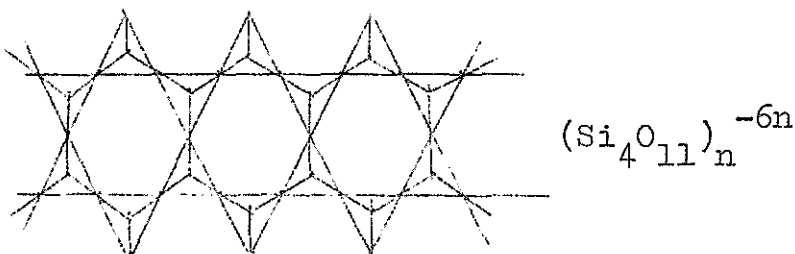
a) De cadenas sencillas

Cuando los SiO_4^{-4} se unen indefinidamente formando cadenas, éstas llegan a tener la composición $(\text{SiO}_3)_n^{-2n}$. Estas cadenas se ordenan paralelamente unas sobre otras y entre ellas se sitúan los cationes. Este es el caso de los Piroxenos. Son ejemplos típicos la enstatita $(\text{SiO}_3\text{Mg})_n$, el diópsido $((\text{SiO}_3)_2\text{MgCa})_n$, jadeita $((\text{SiO}_3)_2\text{AlFe})_n$ y espedumeno $((\text{SiO}_3)_2\text{AlIn})_n$. Todos estos materiales, debido a su estructura, tienen aspecto fibroso y son exfoliables.



b) De cadenas dobles

Se encuentran también cadenas dobles de composición $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_n^{-6n}$. De la misma forma que en el caso anterior, estas cadenas se disponen unas sobre otras y los cationes entre ellos, por lo que los silicatos con estas estructuras son igualmente fibrosos y poseen un plano de exfoliación. Se da esta estructura en los Anfíboles, y puede citarse como ejemplo la tremolita $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2$.



Tanto en los piroxenos como en los anfíboles pueden darse sustituciones isomorfas de Si^{+4} por Al^{+3} en distintas proporciones.

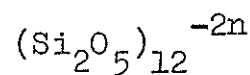
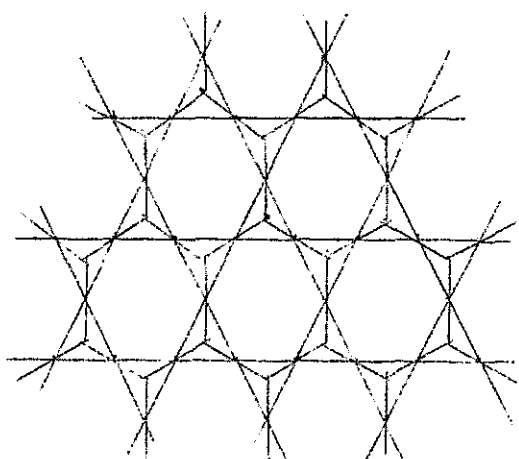
SILICATOS CON ANIONES INDEFINIDOS LAMINARES $(\text{Si}_2\text{O}_5)_{12}^{-2n}$

Cuando las cadenas se siguen uniendo en el plano hasta formar un conjunto bidimensional, se obtienen hojas de composición $(\text{Si}_2\text{O}_5)_{12}^{-2n}$. Tres átomos de oxígeno de cada tetraedro son compartidos con otros tetraedros, y uno de los átomos de oxígeno queda en un vértice no compartido y como si tuviera una valencia libre. Las capas individuales están enlazadas entre sí por fuerzas electrostáticas en las que intervienen los cationes presentes. Estas fuerzas son más débiles que las que actúan en el seno de cada hoja y actúan a distancias más largas (unos 20 Å entre las hojas) de forma que los minerales con esta estructura se caracterizan por tener exfoliación muy fácil en hojas delgadas.

Estas capas se colocan una frente a otra con los vértices donde están los oxígenos no compartidos frente a frente. A la altura de ellas se colocan iones OH^- .

Los minerales de este grupo son con frecuencia aluminosilicatos, teniendo importancia los tetraedros AlO_4 . El resultado total es que se forman capas compuestas, constituidas por hojas de Si-O , combinadas con grupos hidroxilos enlazados a las hojas de Si-O por iones aluminio o magnesio. En la realidad estas láminas son más complicadas pues están combinadas con láminas de octaedros formadas por Al-O-OH . Puede faltar una de las láminas externas.

Se dan con frecuencia sustituciones isomorfas. Cuando muchos silicios se sustituyen por aluminio y se llega a alcanzar dos cargos por unidad celular, entran iones potasio como en el caso de las micas, u otros cationes. Si la carga es menor, entran menos potasio o cationes de cambio. En estos huecos puede entrar incluso agua. Los cationes pueden entrar y salir de sus sitios.



SILICATOS CON REDES TRIDIMENSIONALES

La polimerización puede continuar siguiendo en las tres dimensiones del espacio, donde todos los silicios comparten todos sus oxígenos. Se llega a la fórmula SiO_2 neutra correspondiente a la sílice.

Cuando ocurren sustituciones de un silicio por un aluminio, la fórmula queda $\text{Si}_3\text{AlO}_8^-$, la carga negativa puede sustituirse por un ión K^+ como es el caso del feldespato ortosa $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{K}$. O bien por un Na^+ que es el caso de la albita $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{Na}$.

Si se sustituyen dos silicios por dos aluminios el compuesto resultante tiene de fórmula $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8^{2-}$, este es el caso de la anortita, en la que las dos cargas negativas se encuentran neutralizadas por iones calcio $\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8\text{Ca}$.

ARCILLAS DE LAMINAS DE DOS CAPAS

MINERALES DEL GRUPO DE LA CAOLINITA

Pertenecen a este grupo una serie de minerales con aplicaciones cerámicas debido a su plasticidad. El principal de ellos es la caolinita.

Entran dentro de este grupo: Caolinita

Dickita

Hacrita

Se estudian dentro del grupo por tener algunas analogías:

Anauxita

Halloisita

Metaaloesita

Crisolito

Cronstedita

Amesita

De ellos los más importantes son la caolinita y la halloisita.

Para el estudio del grupo nos detendremos en la caolinita. Está formada por dos capas. La primera formada por seis tetraedros SiO_4 unidos formando un octágono, en el que las caras están en un plano y en el opuesto los vértices con los oxígenos no compartidos. En el centro de éste último, hay un OH^- . La otra capa está formada por octaedros inclinados con aluminio en su centro, los $2/3$ de los vértices del plano superior, están ocupados por oxígenos compartidos con los tetraedros de silicio, los restantes por OH^- . Los vértices del plano inferior están en su totalidad ocupados por OH^- . La célula elemental está pues constituida por los siguientes planos de iones:

6	O^-	12 ⁻	
4	Si^{+4}		16 ⁺
4	O^- , 2 OH^-	10 ⁻	
4	Al^{+3}		12 ⁺
6	OH^-	6 ⁻	
			-----	-----
			28 ⁻	28 ⁺

Resulta neutra y la fórmula es $\text{Si}_4 \text{Al}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$, $\text{Si}_2 \text{Al}_2 \text{O}_5 (\text{OH})_4$
o bien $2 \text{SiO}_2, \text{Al}_2 \text{O}_3, 2 \text{H}_2 \text{O}$

Estas láminas se colocan unas sobre otras de tal forma que los oxígenos de una lámina y los OH^- de la siguiente están asociados en pareja dando lugar a "puentes de hidrógeno" que refuerzan las uniones entre láminas. Estas uniones impiden la presencia de iones de cambio entre las láminas. La presencia de éstos, sólo es posible en zonas de fracturas del cristal, por lo que la capacidad de cambio estará en razón inversa al tamaño de las partículas cris-

talinas, y oscila entre 5 y 15 meq./100 gr.

La composición teórica para la caolinita es:

SiO ₂	46,54 %
Al ₂ O ₃	39,50 %
H ₂ O	13,96 %

Las dimensiones cristalográficas:

a ₀	= 5,16 Å
b ₀	= 8,94 "
c ₀	= 7,38 "

La nacrita, dickita y caolinita se diferencian en el desplazamiento de las láminas y en el número de ellas por célula elemental:

	Sistema	Nº de láminas por célula elemental	c ₀	
Nacrita	monoclínico	6	43	Å
Dickita	monoclínico	2	14,45	"
Caolinita	triclínico	1	7,38	"

No se diferencian en su composición química ni propiedades.

Anauxita

Difiere de la caolinita en que entre las láminas de tipo caolinita tiene regularmente capas de tetraedros dobles de Si. Tales capas son exágonos dobles de tetraedros SiO₄ unidas por sus vértices libres. El conjunto sigue siendo neutro y sus propiedades muy similares, aunque posee mayor riqueza en sílice. La razón SiO₂/Al₂O₃ es 3, mientras que en los casos anteriores era solo 2.

Halloisita

Su fórmula es $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, o sea, se diferencia de la caolinita en $4\text{H}_2\text{O}$. Su red consta de láminas como las de aquella, entre las que hay sábanas de agua que adoptan disposición exagonal. Las moléculas de agua se unen entre sí y con las láminas superior e inferior mediante puentes de hidrógeno. El espesor basal es $10,1 \text{ \AA}$ ($7,15 + 2,9 \text{ \AA}$ de la capa de agua). Las uniones entre láminas debidas a los enlaces de hidrógenos formados por las moléculas de agua son débiles, como consecuencia este mineral puede deshidratarse fácilmente. Entre los 60 y 75° C pierde agua acercándose las láminas, llegando a ser el espaciado basal de $7,36$ a $7,9 \text{ \AA}$. Alrededor de los 400° C pierde totalmente el agua y su espaciado basal pasa a ser $7,1 \text{ \AA}$.

La forma deshidratada es la metahalloisita $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ de espaciado $7,1 \text{ \AA}$, se forma a partir de la anterior por calentamiento o dejando la halloisita en atmósfera seca. El paso contrario no es posible.

Las láminas de halloisita son curvas, ya que los oxígenos de una lámina y los OH^- de la capa de agua no coinciden, esto le dá al mineral una apariencia tubular.

ARCILLAS DE LAMINAS DE TRES CAPAS

Estos minerales están formados por una lámina indefinida compuesta de anillos exagonales de grupos SiO_4 cuyos vértices libres están hacia fuera del plano del dibujo. Existen además grupos OH ocupando el centro de los exágonos definidos por los seis vértices libres de cada anillo. Dos de estas láminas se colocan de forma que se sitúan una frente a otra el plano de oxígenos y OH de ambas, estos

planos definen una serie de intersticios octaédricos que pueden ser ocupados por cationes diversos Al^{+3} , Mg^{+2} , etc. Están constituidos así por una "red de tres capas", dos de tetraedros Si - O y una tercera de octaedros (Al^{+3} , Mg^{+2}) (O , OH)₆ situada entre ambas. Tienen este tipo de red como elemento fundamental de sus estructuras los siguientes minerales: talco, pirofilita, micas, cloritas, vermiculitas, etc.

Pirofilita

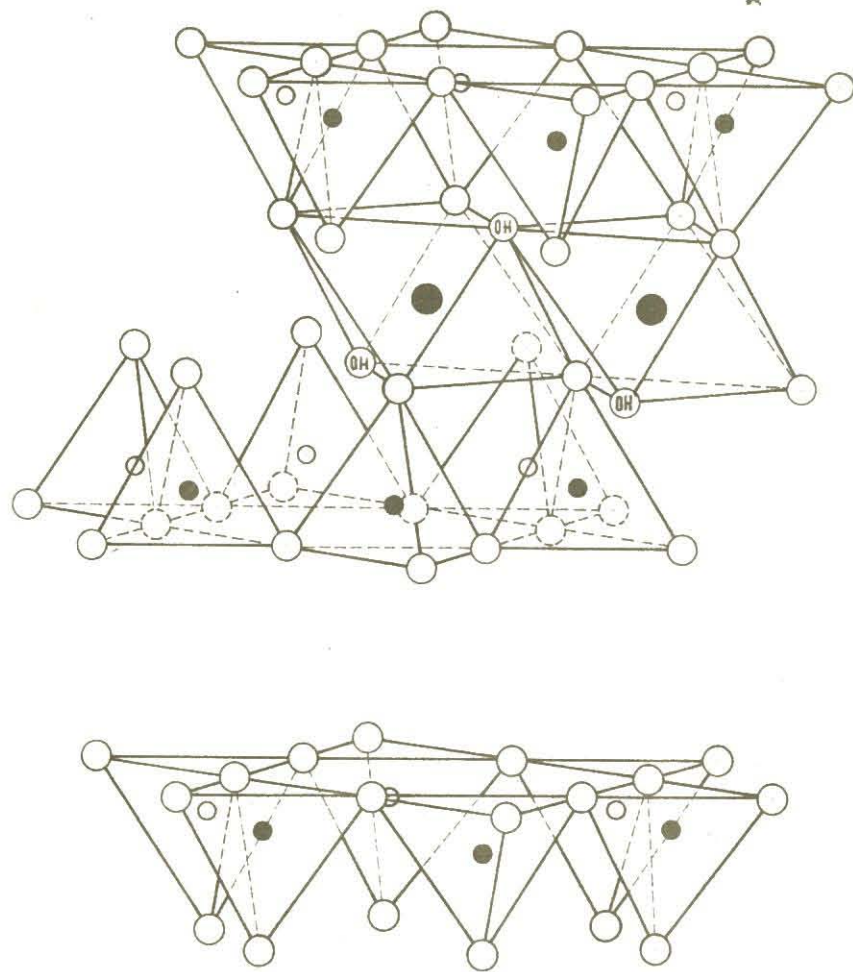
En la pirofilita la célula elemental está constituida por las siguientes capas de iones:

6 O^{\ominus}	12 ⁻	
4 Si^{+4}		16 ⁺
40 ⁻ + 20H ⁻	10 ⁻	
4 Al^{+3}		12 ⁺
40 ⁻ + 20H ⁻	10 ⁻	
4 Si^{+4}		16 ⁺
60 ⁻	12 ⁻	
	44 ⁻	44 ⁺

La célula elemental resulta neutra y según esto, la fórmula de la pirofilita es $Si_8Al_4O_{20}(OH)_4$.

La unión entre láminas se debe solamente a fuerzas de Van der Waals, por lo que el mineral resulta fácilmente exfoliable. Su espacio basal es 9,14 Å.

La pirofilita es ortorrómbica y forma masas hojosas, laminares, flexibles, de color blanco o verdoso, con dureza de 1 a 2 y densidad de 2,8 a 2,9. Cuando se calienta al soplete, se deshidrata



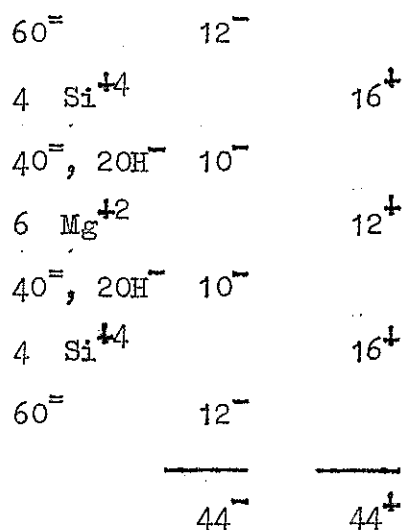
○ Oxígenos ⊙ OH Hidroxilos ● Aluminio ○ ● Silicio

Fig. 5

y se expande en forma de abanico. Se ataca solo parcialmente por el ácido sulfúrico.

Talco

Otro mineral con este tipo de estructura es el talco, que se diferencia de la pirofilita en que hay Mg^{++} en vez de Al^{+3} , por lo que la fórmula de este mineral trioctaédrico es $Si_8Mg_6O_{20}(OH)_4$ y su célula elemental está constituida de la forma siguiente:



También es una estructura neutra. Las capas, como en el caso anterior, se unen entre sí por fuerzas de Van der Waals.

El talco tiene simetría monoclinica, forma agregados hojosos o escamosos fácilmente exfoliables, untosos al tacto; es muy blando, su dureza está entre 1 y 1,5 y su densidad entre 2,7 y 2,8. Su color varía desde blanco a blanco grisáceo. Al soplete es casi infundible, transformándose en hojas de mayor dureza. No se ataca por los ácidos.

Es un mineral muy común, de origen secundario y se presenta asociado con serpentina, esquistos, cloritas y dolomitas. Se forma por alteración de silicatos magnesianos no aluminosos, crisolito, hiperstena, piroxenos, etc.

LAS MICAS

Son minerales muy frecuentes en la naturaleza, se caracterizan por su estructura hojosa y exfoliación perfecta. Tienen gran variabilidad de composición a consecuencia de la importancia que en sus redes cristalinas alcanzan las sustituciones isomórficas. Entre las micas figuran la moscovita, paragonita, flogopita, biotita, lepidolita, zinwaldita.

Moscovita

Su composición es $KAl_2(Si_3AlO_{10})(OH)_2$ y su estructura consta de láminas formadas por redes de tres capas del tipo descrito anteriormente. En las capas tetraédricas la cuarta parte de los silicios están sustituidos por aluminios, dando un exceso de dos cargas negativas por célula elemental. En la capa octaédrica dos tercios de los intersticios están ocupados por aluminios, quedando los restantes vacantes. Láminas de esta clase se colocan paralelamente de modo que las bases de los tetraedros de láminas contiguas ocupan posiciones enteramente simétricas, como un objeto y su imagen en un espejo. Entre los anillos hexagonales del plano de oxígenos de ambas bases quedan grandes espacios en los que se sitúan iones K^+ en coordinación 12, en la proporción necesaria (dos por célula unidad) para compensar las cargas negativas de las láminas. Con ello remata la fórmula total $K_2Al_4Si_6Al_2O_{20}(OH)_4$

Puesto que cada oxígeno u OH de un plano de la capa octaédrica cae sobre el hueco definido por tres de otro plano de la misma capa, hay un desplazamiento de las dos capas de tetraedros de la misma lámina, que se repite en láminas sucesivas y que determinan el ángulo monoclinico de las micas. Dicho desplazamiento es igual a $1/3 a = 1,7 \text{ \AA}$ y puede ocurrir en cualquiera de las tres

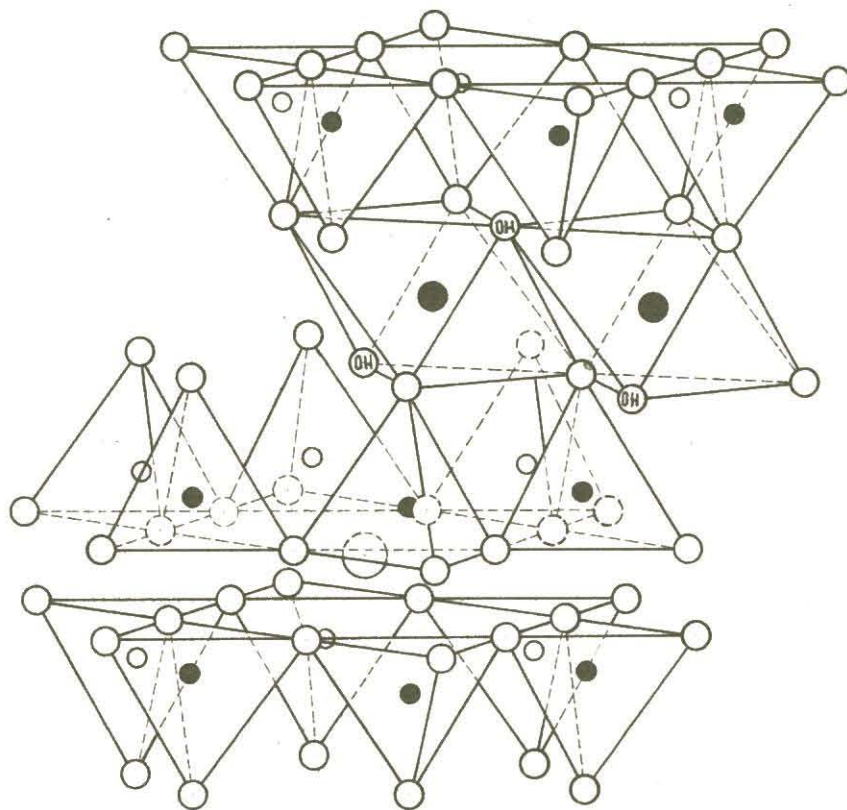
direcciones de 120° . La combinación variada de estos desplazamientos da lugar al conocido "politipismo" de las micas, cuyas diferentes clases se manifiestan por repeticiones distintas de posiciones idénticas cada dos, tres o seis láminas (frecuencia de empaquetamiento). Con ello cambia la simetría del cristal, pudiendo ser monoclinico, triclinico o incluso trigonal.

Por lo que respecta a la población de iones de la capa octaédrica, las micas, como otros minerales con redes de tres capas, pueden dividirse en dos grupos, según que tengan ocupados todos los huecos octaédricos existentes en dicha capa o solamente dos tercios de este número. Minerales y micas de la primera clase se denominan trioctaédricos, mientras que los de la segunda son las micas y minerales dioctaédricos en los que un tercio de las posiciones octaédricas se encuentran vacías.

Biotita

Mica trioctaédrica monoclinica con las posiciones octaédricas ocupadas por Mg^{++} , Fe^{++} y Fe^{+++} principalmente, con lo que resulta la fórmula $K_2(Mg, Fe)_6 Si_6 Al_2 O_{20} (OH)_4$ con una amplia variación en la composición y en la proporción relativa de hierro y magnesio. Puede contener hasta un 10 % de titanio y falta casi sin excepción el calcio.

Forma cristales tubulares o prismáticos cortos que con frecuencia tienen apariencias romboédricas, con exfoliación basal (001) perfecta, dureza 2,5-3 y densidad 2,7-3,1. Color de verde a negro. El ClH le ataca poco, pero el SO_4H_2 la destruye completamente.



- | | | |
|------------|--------------|------------|
| ○ Oxigenos | ⊙ Hidroxilos | ● Aluminio |
| ○ Potasio | ○ ● Silicio | |

Fig. 6

Con arreglo a la composición se distinguen diversas variedades: haughtonita y siderofilita que contienen mucho hierro; mangano-filita, que contiene manganeso; wodanita y titanobiotita, ricas en titanio; etc.

La biotita es constituyente esencial o accesorio de muchas clases de rocas ígneas, en especial de las formadas a partir de mag-nas ricas en potasio y magnesio.

Flogopita

$K_2Mg_6Si_6Al_2O_{20}(F,OH)_4$ es una mica trioctaédrica, fuer-temente magnésica, que contiene muy poco hierro y que en la mayoría de los casos contiene fluor. Estructuralmente es análoga a la bio-tita, de simetría monoclinica, exfoliación basal (001) muy clara, dureza 2,5-3 y densidad 2,78-2,85. Forma cristales y láminas del-gadas, de color amarillo pardo pálido, verdes, blancos o incoloros.

Lepidolita

Es la denominación de las micas que contienen litio.

En términos amplios su fórmula podría representarse por :

$K_2LiMg_5Si_5Al_2O_{20}(F,OH)_4$, pero la composición es ampliamente varia-ble y el contenido en litio algo menor.

Una pequeña proporción del silicio se encuentra sustitui-do por aluminio, y la suma de cationes en coordinación seis es muy superior a dos, pero inferior a tres, por lo que se comportan como minerales trioctaédricos deficientes en iones exacoordinados, hecho que ha sido encontrado en algunos minerales de la arcilla.

La lepidolita se presenta en agregados de prismas cortos o en masas oxfoliabiles, de color rojo rosado, gris violeta, amari-llento, grisáceo e incluso blanco.

MINERALES DEL GRUPO DE LA MONTMORILLONITA

En la actualidad el nombre de montmorillonita posee un significado variable, aplicándose tanto para distinguir un mineral concreto, como para comprender un extenso grupo de compuestos análogos.

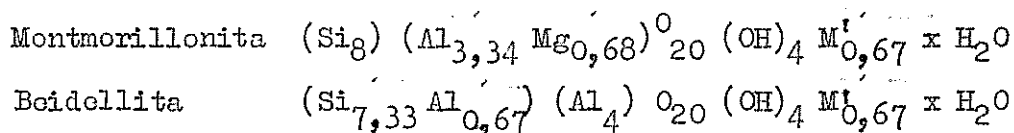
Montmorillonita di y trioctaédricas se relacionan respectivamente desde el punto de vista estructural con la priofilita y talco.

Las montmorillonitas dioctaédricas son las de mayor interés y su estructura puede comprenderse suponiendo sustituciones de Si^{4+} por Al^{+3} en coordinación cuatro, y de Al^{+3} por Mg^{+2} en coordinación seis, en una priofilita. Resulta un exceso de carga negativa de las láminas, que se compensa por la entrada de nuevos cationes hasta determinada proporción. Igualmente puede sustituirse oxígenos e hidroxilos, introducirse cationes de cambio y moléculas de agua en el espacio interlaminar, de modo que éste aumenta y se hace variable.

Las sustituciones isomórficas dan lugar a la existencia de determinadas series que se estudian a continuación.

Serie dioctaédrica montmorillonita - beidellita - nontronita

Greene-Kelly supone que esta serie va desde un mineral llamado montmorillonita, en que las sustituciones isomórficas dependen principalmente de la capa octaédrica, a la beidellita en la que aquellas ocurren principalmente en la capa tetraédrica. Las fórmulas teóricas para estos dos minerales son:



Entre ambos términos la serie progresa por una creciente sustitución de Si^{4+} por Al^{+3} en coordinación cuatro, de modo que esta última es en la beidollita la principal responsable de la carga negativa resultante para la lámina, mientras que en la montmorillonita ideal dicha carga proviene fundamentalmente de las sustituciones en la capa octaédrica.

Es posible así mismo la sustitución de Al^{+3} por Fe^{+3} en la capa octaédrica de minerales beidollíticos. Como el Fe^{+3} por su mayor tamaño no puede entrar en la capa tetraédrica, la carga negativa de la lámina en tales minerales se debe solo a sustituciones de Si^{4+} por Al^{+3} . La serie se prolonga así con un cierto número de miembros que contienen Fe^{+3} en coordinación seis. El término con más alto contenido en hierro es conocido con el nombre de montronita, con fórmula teórica $(\text{Si}_{7,33} \text{Al}_{0,67}) (\text{Fe}_4) \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{M}'_{0,67} \times \text{H}_2\text{O}$, completándose así la serie dioctaédrica montmorillonita - beidollita - montronita.

El valor de la suma del número de cationes en coordinación seis por lámina y célula elemental es 4 o próximo a este valor (hasta 4,4); la carga negativa para la misma unidad es 0,67 y la capacidad de cambio para la serie es constante y de unos 80-100 m.c.q./100 gr. El espacio interlaminar es accesible al agua y sustancias dipolares (alcoholes, aminas, glicoles, etc.), la superficie interna y externa es muy alta (próxima a los 600 m²/gr.) y el mineral resulta hinchable en estos medios o forma con algunos de ellos solvados definidos que contienen entre las láminas un cierto número de capas de moléculas orgánicas por lo que dan espacios (001) fijos y precisos cuya existencia se utiliza con fines de diagnóstico.

Los registros de A.T.D. de los minerales de este grupo, presentan un gran efecto endotérmico a 115 - 140° C, subdividido a veces en dos efectos parciales y otros dos endotérminos a 650 - 725° C

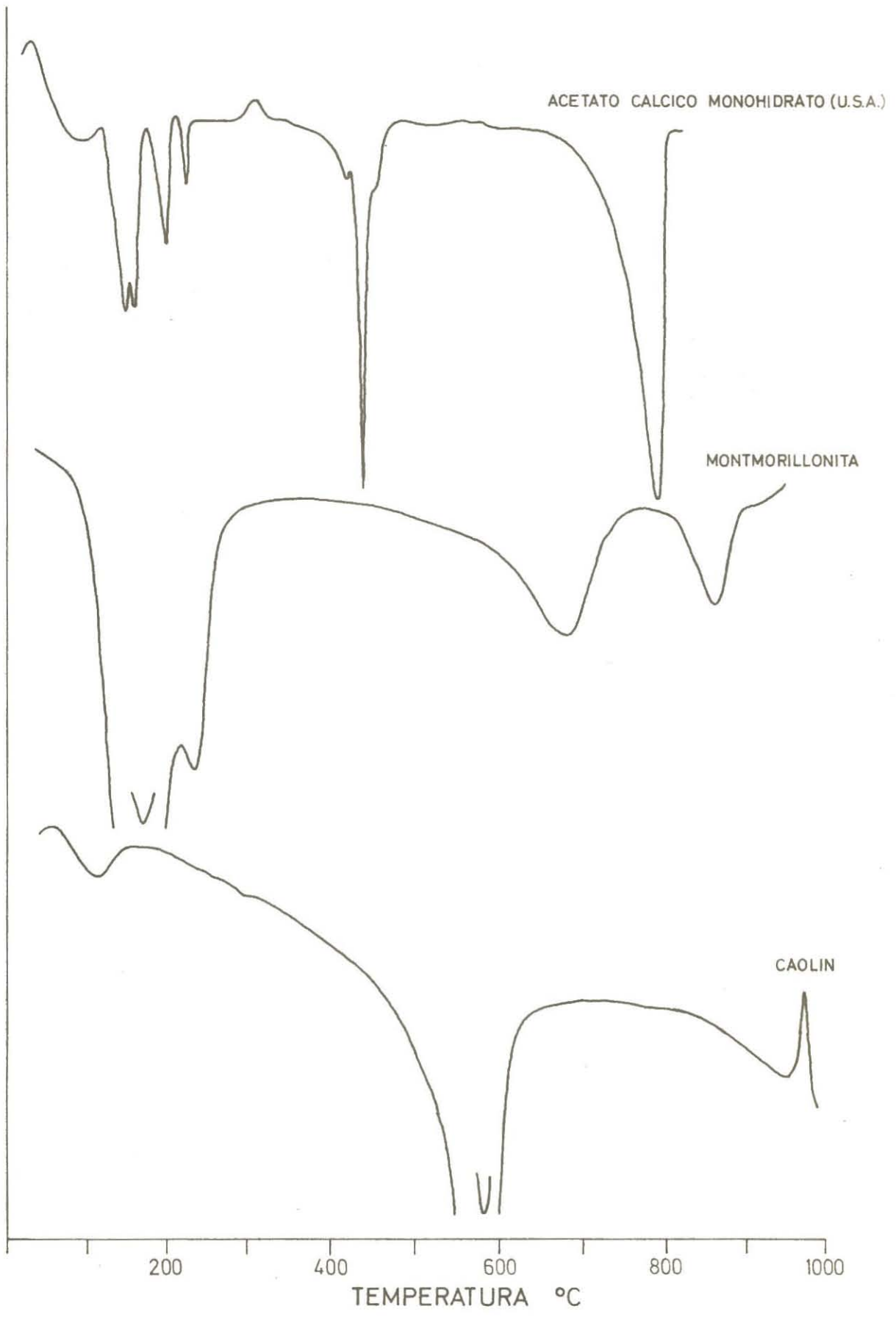


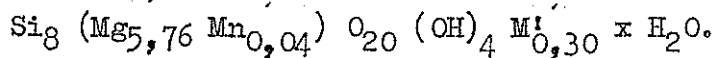
Fig. 12

al primero y a 825 - 940° C el segundo, seguido de uno moderado exotérmico final a unos 950 ° C. El efecto endotérmico de baja temperatura se debe a la pérdida de agua de hidratación y el de 650 - 725° C corresponde a la eliminación de la mayor parte de los OH de la red cristalina. Finalmente el efecto endotérmico de alta temperatura corresponde, según la idea más aceptada, a la pérdida de los últimos OH y a la destrucción de la red cristalina. El efecto exotérmico final corresponde según unos autores a la reorganización estructural con formación de espinelas y para otros a la de corindón y tridimita.

SERIE DE LAS MONTMORILLONITAS TRIOCTAÉDRICAS

Existen minerales de este grupo que tienen ocupadas todas las posiciones de coordinación seis de la capa octaédrica.

Una fórmula teórica para un mineral que tenga solo Mg en coordinación seis (próxima a una stevensita) sería:



Sustituciones de Mg^{+2} por Li en la capa octaédrica da lugar a la hectorita, de fórmula: $\text{Si}_8 (\text{Mg}_{5,33} \text{Li}_{0,67}) \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{M}'_{0,67} \times \text{H}_2\text{O}$

Sustituciones en la capa tetraédrica dan lugar a la saponita de composición: $(\text{Si}_{7,33} \text{Al}_{0,67}) \text{Mg}_6 \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{M}'_{0,67} \times \text{H}_2\text{O}.$

Un mineral interesante de este grupo es la sanconita cuya fórmula es: $(\text{Si}_{6,94} \text{Al}_{1,06}) (\text{Al}_{0,64} \text{Fe}_{0,34} \text{Mg}_{0,36} \text{Zn}_{4,8}) \text{O}_{20} (\text{OH})_4 \text{M}'_{0,67} \times \text{H}_2\text{O}$

Los registros de A.T.D. para estos minerales son similares a los de montmorillonita dioctaédrica, excepto para la sanconita que presenta dos efectos exotérmicos a 800 y 950° C, en lugar de uno como es característico de este grupo de arcillas.

GRUPO DE LAS ILLITAS

Las illitas son minerales de la arcilla emparentados estrechamente con las micas. Bendicks y Fray (1920) encontraron minerales micáceos en las arcillas, más tarde Whorrey, Ross y Korr vieron que contenían potasio y en 1937 Grimu, Bradley y Bray les llamaron "illita", de Illinois.

El término illita es impreciso pues dentro de este grupo hay muchas variedades. Se diferencia de la montmorillonita en que la lámina es más negativa y eso aumenta la proporción de K^+ interlamina y la atracción. Por eso no es hinchable. Una illita en el caso de máxima carga negativa de la capa y máxima cantidad de K^+ (2 por célula elemental) sería una mica.

Diferencias entre micas e illitas

1) Si consideramos a las micas como derivados de la pirofilita y del talco por sustitución de Si^{4+} de los tetraedros por Al^{3+} ,

diremos: Las micas tienen sustituidos $1/4$ de los Si

Las illitas " " $1/6$ de los Si

2) La carga negativa del paquete de tres capas, es menor en las illitas que en las micas. Mica = 2 cargas por célula elemental

Illita = 1,3 " " " "

3) La razón SiO_2/Al_2O_3 es mayor en las illitas que en las micas.

4) El contenido en K^+ es menor en las illitas.

Micas 12 % de K^+

Illitas 6,09 % de K^+

También puede ocurrir que parte del K^+ esté sustituido por Ca^{++} y Mg^{++} .

So dá un grado incipiente de hidratación.

5) Existe gran diferencia en la capacidad de cambio.

Micas 7 - 8 m.e.q./100 gr.

Illitas 25 - 50 " " "

Esto es debido a la disminución de carga que permite la introducción de otros cationes entre láminas. Así, en las montmorillonitas, que tienen 0,67 de carga por célula elemental, la capacidad de cambio es aún mayor.

Cloritas

Desde hace mucho tiempo se dió este nombre a un grupo de silicatos caracterizados por su color verde semejante al de otras especies que contienen Fe^{++} . Se asemejan en muchos aspectos a las micas, con las que guardan parentescos estructurales. Tienen perfecta exfoliación basal y las láminas delgadas son flexibles pero no olásticas. Químicamente son silicoaluminatos que contienen Mg y Fe, pudiendo además contener otros cationes como Cr y Mn. Poseen además agua de constitución (al estado de grupos OH) en proporción superior a las micas.

Todas las verdaderas cloritas tienen la misma estructura general, formada por láminas alternadas tipo mica y brucita. Estas láminas son continuas en las direcciones a y b, ordenándose paralelamente con exfoliación basal a lo largo del eje c. Las láminas de tipo mica, tienen la siguiente composición:

$(Mg, Fe)_6 (Si, Al)_8 O_{20} (OH)_4$, con un exceso de carga negativa.

Las micas brucíticas corresponden a la composición $(Mg, Al)_6 (OH)_{12}$ con carga positiva como consecuencia de la sustitución de Mg por Al.

La carga negativa del primer tipo de lámina se neutraliza con la

positiva de la del segundo. El enlace entre ambas láminas se realiza por fuerzas electrostáticas y puentes de hidrógeno.

Las cloritas pueden mostrar una amplia variabilidad en la composición. Los distintos minerales difieren en la clase y cantidad de sustituciones isomórficas en las capas de una y otra clase. Estas sustituciones pueden variar aproximadamente desde Si_3Al a Si_2Al_2 en las capas tetraédricas, y desde Mg_5Al a Mg_4Al_2 en las octaédricas, con Fe^{++} y Mn^{++} reemplazando en parte al Mg; y Fe^{+++} y Cr^{+++} sustituyendo al Al^{+++} .

Difieren también las cloritas en la forma como se empaquetan las láminas sucesivas en el cristal.

Un problema importante es el que se refiere a la clasificación de las cloritas. Como todas las cloritas tienen esencialmente la misma clase de estructura en capas, las diferencias entre unas y otras son variaciones en la composición química producidas por las sustituciones isomórficas. La más antigua clasificación se debe a Tschermak, que establece una división en función de dos términos finales (hoy no conceptuados como cloritas): antigorita 3MgO , 2SiO_2 , $2 \text{H}_2\text{O}$ y amosita 2MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , $2 \text{H}_2\text{O}$.

Otra clasificación es la de Orcel, Caillière y Henin, que se basan en la fórmula general $(\text{Mg}_{6-x-y} \text{Fe}_y \text{Al}_x) (\text{Si}_{4-x} \text{Al}_x) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$ y la siguiente clasificación:

<u>x</u>	<u>$0 < y < 1$</u>	<u>$1 < y < 2$</u>	<u>$y > 2$</u>
2 - 1,8	amosita		
1,7 - 1,2	proclorita	corundofilita	thuringita
1,1 - 0,95	clino-cloro		delersita
0	antigorita		

La de Winchell, y la de Hoy se basan en criterios semejantes. La de Hoy se basa en la fórmula $(\text{Mg}_{6-x-y}, \text{Fe}_y, \text{Al}_x)$
 $(\text{Si}_{4-x}, \text{Al}_x) \text{O}_{10} (\text{OH})_8$; tiene en cuenta la razón $R = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$.

VERMICULITAS

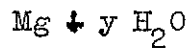
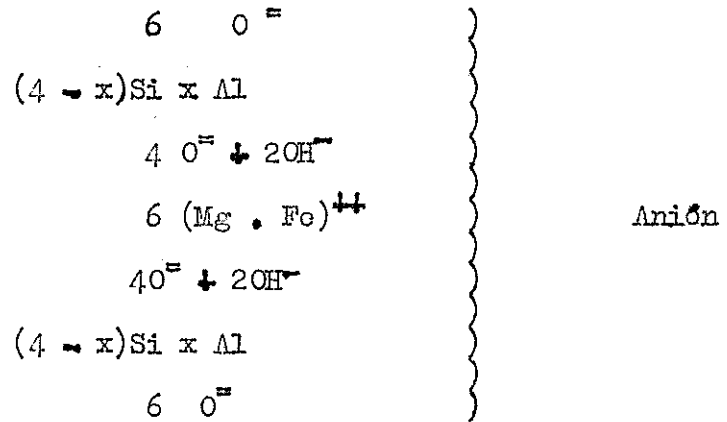
Son minerales afines con las micas por pérdida de álcalis y ganancia de agua. Tiene la propiedad de hojaldrarse y encorvarse por el calor como un gusano, de ahí su nombre.

Se presentan tanto en grandes cristales como en pequeños granos formando parte de las arcillas del suelo. Son minerales de origen secundario. Pueden formarse a partir de las micas, cloritas, piroxenos, etc. La transformación tiene lugar por alteración debida al agua percolante en un yacimiento, por vía hidrotermal o por erosión meteórica.

Su composición química es muy variable debido a las sustituciones isomórficas en las capas tetraédricas y octaédricas.

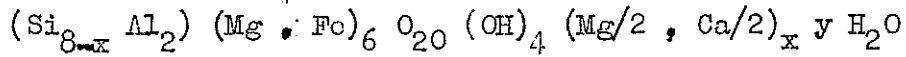
SiO ₂	35,04	%
Al ₂ O ₃	14,55	%
Fe ₂ O ₃	5,13	%
FeO	0,59	%
MgO	21,71	%
NiO	2,44	%
CaO	0,46	%
Na ₂ O, K ₂ O		
H ₂ O	19,99	%
	<hr/>	
	99,91	%

La célula elemental de la vermiculita está constituida de la siguiente forma:



Cación

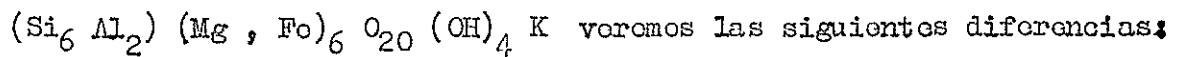
Corresponde a la fórmula:



$$x = 0,5 \text{ a } 1,7$$

$$y = 8$$

Si comparamos esta estructura con la de la biotita:



a) En la estructura interna hay menos Si sustituido por Al en los tetraedros de la lámina de tres capas de la vermiculita. Además, en la vermiculita hay compensaciones de carga en la capa octaédrica, entrando Al^{+3} o Fe^{+3} . Por consiguiente, la carga del conjunto es menor que la de la lámina de mica, 1,4 en vez de 2 de las micas.

b) El K^{+} de la mica se sustituye por Mg^{++} . Por otro lado, al ser el sistema eléctricamente menos rígido, penetran moléculas de agua entre las láminas, de las que unas se coordinan octaédricamente en torno a los iones Mg^{++} y otras quedan libres.

c) La mayor libertad del Mg^{++} da a la vermiculita una capacidad de cambio mayor (entre 150 y 160 m.e.q./100 gr.)

Es interesante el estudio de la vermiculita por análisis térmico. A $100^{\circ} C$ pierde mucha agua y se contrae. Esto da lugar a una estructura en la que en vez de la capa doble de agua con Mg hidratados octaédricamente aparece una capa simple de moléculas de agua y los Mg quedan rodeados por cuatro moléculas de agua en coordinación plana cuadrada. Las distancias que eran de 14 \AA ahora pasa a ser de $11,8 \text{ \AA}$. Fácilmente recobra el agua y queda en su forma original.

A $500^{\circ} C$ pierde toda el agua, entre láminas que solo el Mg^{++} y la distancia basal se reduce a $9,26 \text{ \AA}$. El proceso es irreversible.

Si comparamos una vermiculita y una montmorillonita, encontramos que las primeras presentan tamaños prohibitivos para las segundas. Carga mayor que las montmorillonitas, por lo que las superan en capacidad de cambio.

Podría suponerse el siguiente proceso:

Micas \rightarrow Vermiculitas \rightarrow Montmorillonitas

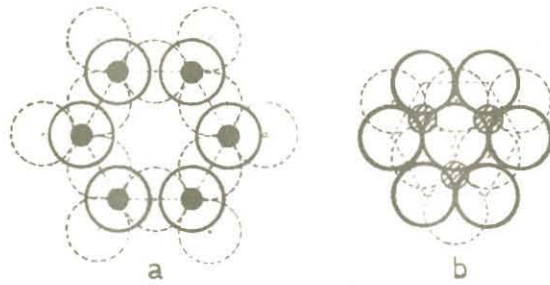


Fig. 1

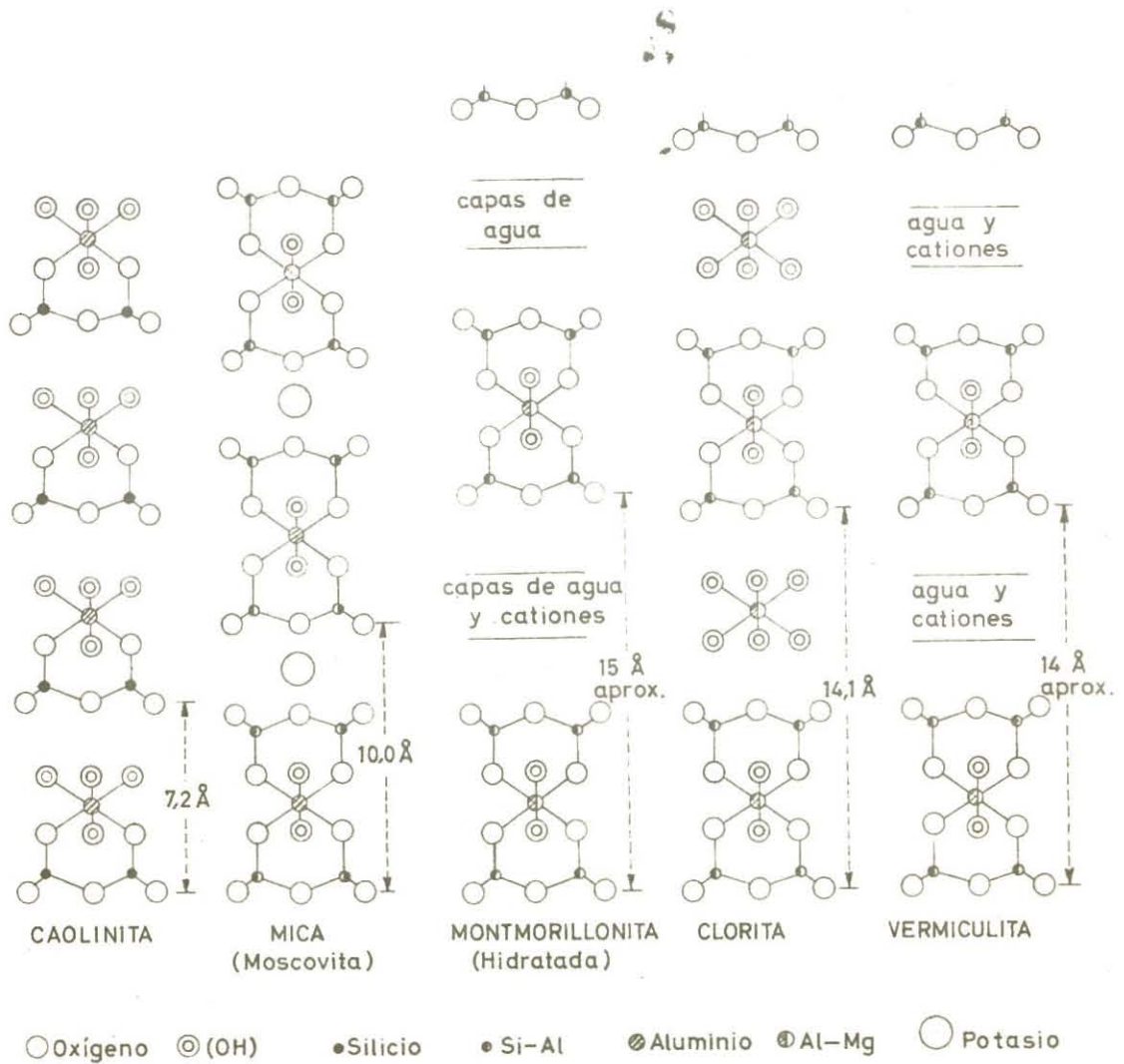


Fig. 2

REACCION DEL SUELO

=====

Definición de suelo agrícola.- Componentes.- Propiedades del suelo y factores formadores.- Relación de las propiedades de los suelos con la roca madre y el clima.- Coloides del suelo.- Poder ácido de los suelos.- Capacidad de cambio.- Concepto de pH en suelos.

DEFINICION DE SUELO AGRICOLA

Existen diversas definiciones a cerca de este concepto, pero en general no son completamente aceptadas.

Hilgard lo definió como la parte más o menos suelta de la corteza terrestre donde crecen y se desarrollan las plantas.

Ranman a su vez lo llamó como la parte superior meteorizada de la corteza terrestre.

Joffe, un representante de la escuela rusa, da la siguiente definición: "El suelo es un cuerpo natural, diferenciado en horizontes minerales y constituyentes orgánicos, de profundidad variable, el cual difiere del material original en morfología, propiedades físicas y químicas y características biológicas.

COMPONENTES

Los suelos, según Russell, pueden constar de cuatro partes:

- 1) Materia mineral derivada de las rocas, pero más o menos alterada por descomposición directa o por la que sufren los productos de descomposición de otras partículas.
- 2) Carbonato de calcio y fosfato y algunos compuestos orgánicos resistentes derivados de plantas u organismos presentes en periodos anteriores.
- 3) Residuos de plantas y microorganismos recientemente incorporados al suelo.
- 4) El agua edáfica, que constituye una solución de las varias sales solubles y parcialmente solubles que existen en el suelo.

También hay que considerar que el suelo es una red de canales llenos de aire y agua encuadrados por superficies sólidas, y que sus propiedades fundamentales dependen de la geometría de esta red interconexa, llamada espacio de poros, y de las propiedades de las superficies que las enmarcan.

PROPIEDADES DEL SUELO Y FACTORES FORMADORES

Los factores formadores del suelo son cinco según Jenny: clima, vegetación, roca madre, topografía y tiempo.

De la mayor o menor influencia de estos factores dependerán las propiedades de los distintos suelos resultantes. Es decir, que los suelos adquieren una serie de propiedades durante su evolución, debido a los procesos de formación del suelo, los cuales a su vez dependerán de los factores de formación.

Jaffe ha dividido en dos partes los factores de formación: activos y pasivos. Los factores activos, están representados por los constituyentes que suministran la energía que actúa sobre la

masa, que dará lugar a la formación del suelo. Los factores pasivos son los constituyentes que representan la masa sobre la que actúan los factores activos.

El contraste entre masa y energía hecho por Joffe se refiere a la roca madre y al clima.

Ahora veremos someramente, la influencia de cada factor formador en las propiedades del suelo:

Clima: Se ha comprobado que en climas diferentes se producen suelos distintos, y por tanto con propiedades bien diferenciadas. No son, por ejemplo, lo mismo los suelos de clima frío o templado que los de clima tropical.

Roca madre: La influencia de la roca madre también hay que tomarla en consideración; un ejemplo lo tenemos en los suelos calizos, los cuales deben parte de sus propiedades a la influencia de la roca caliza.

Vegetación: Esta influye también, y está relacionada con el clima. No es lo mismo un suelo, que se desarrolla bajo un tipo de vegetación que da lugar a un humus ácido tipo mor, que otro de humus mull.

Topografía: Los suelos que se desarrollan en pendiente, expuestos a erosión, serán muy diferentes de aquellos que se encuentran en áreas de depresión sujetas a aporte.

Tiempo: El tiempo durante el cual están actuando los factores formadores es también importante, de él dependerá el grado de desarrollo de un suelo.

INFLUENCIA EN LAS PROPIEDADES DE LOS SUELOS SEGUN LA ROCA MADRE Y CLIMA

Se han hecho trabajos que relacionan las propiedades del suelo de acuerdo con la roca madre y el clima. Las propiedades químicas se ven generalmente muy afectadas. Veamos en los siguientes ejemplos dos suelos formados, uno sobre roca básica (basalto) y otro sobre roca ácida (granito):

	Sobre basalto		Sobre granito	
	Roca %	Suelo %	Roca %	Suelo %
SiO ₂	52	25,7	69,3	65,7
Al ₂ O ₃	13,9	34,9	14,3	15,2
Fe ₂ O ₃	3,4	14,5	4	4,4
Fe O	6,6	2,3	-	-
Mg O	5,9	0,2	2,4	2,6
Ca O	9,5	0,2	3,2	2,3

En el siguiente cuadro veremos la comparación entre un suelo desarrollado sobre dolonita en Inglaterra y otro sobre la misma roca en la India.

Dolonita

	Inglaterra		India	
	Roca %	Suelo %	Roca %	Suelo %
Si O ₂	49,3	4,7	50	0,7
Al ₂ O ₃	17,4	1,8	22	50,5
Fe ₂ O ₃	2,7	1,4	9,9	23,4
Fe O	-	-	-	-
Mg O	4,7	5,2	1,5	-
Ca O	8,9	1,5	8,4	-

Al comparar las propiedades químicas entre el suelo sobre granito, y el suelo sobre dolonita (Inglaterra) vemos que el mayor contenido en sílice en el granito influye en el contenido en el suelo, además como no hay una fuerte meteorización no se lavará rápidamente; lo mismo, aunque en menor cantidad sucede en el suelo dolonítico en Inglaterra. Las cantidades de Al_2O_3 y Fe_2O_3 se acumulan en poca cantidad.

Si examinamos los resultados del suelo de la India, veremos el gran lavado de SiO_2 , Mg y CaO que ha tenido lugar por influencia del clima; por otra parte el Al_2O_3 y Fe_2O_3 tiende a acumularse.

En resumen los suelos desarrollados sobre materiales distintos, en el mismo clima, tendrán algunas propiedades similares, en cambio suelos desarrollados sobre idéntico material pero en condiciones de clima diferentes tendrán distintas características.

Los minerales primarios, en rocas como feldespato, tienen una estructura en la que varios tetraedros SiO_4 pierden oxígeno y se ligan unos a otros. En estos tetraedros puede haber sustituciones isomórficas de un Al^{+++} por un Si^{++++} . Se origina de esta forma un exceso de carga negativa en el conjunto que se neutraliza con los cationes necesarios para neutralizar la estructura. Si el catión es K^+ (ortoclasa, en la que un silicio de cada cuatro está reemplazado por un aluminio) o Ca^{++} (plagioclasa donde la mitad de los silicios están reemplazados por aluminio). Cuando las rocas se edafizan por percolación de las aguas de lluvia, los cationes se reemplazan por H^+ y el conjunto se vuelve inestable. El orden de facilidad para la edafización es el siguiente: primero se edafizan los minerales que poseen cationes uniéndose tetraedros SiO_4 , y después los que tengan

mayor número de sustituciones isomórficas de aluminio por silicio.

Así por ejemplo, los basaltos se edafizan fácilmente por tener muchos cationes que pasan a la disolución; estos cationes además son los necesarios para la nutrición de las plantas (K^+ y Ca^{++}), con lo cual se sustraen el equilibrio, desapareciendo de la solución del suelo y facilitando la edafización de nuevas rocas.

Los basaltos tienen además, casi siempre, fosfatos que facilitan el desarrollo de las plantas, la toma de cationes por éstas, etc.

En caso de rocas ácidas, como el granito, al tener una gran proporción de cuarzo se edafizan más lentamente, y en general son suelos más pobres en elementos nutritivos directamente aprovechables por las plantas, con lo cual no se facilita el ciclo anterior.

Los iones producto de la edafización, son arrastrados por la percolación del agua a diferentes velocidades. Por ejemplo, si hay cloruros y sulfatos son fácilmente arrastrados. Para los cationes la velocidad de arrastre es la siguiente: $Ca > Na > Mg > K$, sobre todo si los suelos son ilíticos.

La sílice se mueve menos rápidamente que cualquiera de los cationes anteriores, pero más fácilmente que los coloides de hierro y aluminio, los cuales pueden acumularse en lateritas que son el punto final de muchas edafizaciones tropicales.

A continuación se muestran unos cuadros, en los que se expresan: la composición media de las rocas ígneas, la composición media de las aguas de los ríos que pasan por ellas, así como la movilidad relativa de cada uno de los elementos referidos al 100 del Cl.

	Composición media rocas ígneas	Composición media agua de rios que pasan por ellas	Movilidad relativa
SiO ₂	59	13	0,2
Al ₂ O ₃	15	1	0,02
Fe ₂ O ₃	7	0,4	0,04
Ca	3	11	3
Mg	2	10	1,3
Na	3	5	2,4
K	0,35	4	1,25
Cl	0,05	7	100
SO ₄	0,15	12	57

COLOIDES DEL SUELO

Las partículas de tamaño coloidal (0,5 micras - 1,0 micras), desempeñan papeles de gran importancia en la determinación de las propiedades físicas y físico-químicas de los suelos. Estas partículas pueden ser de materia mineral y orgánica íntimamente ligadas entre sí por diversas fuerzas, o pueden existir como fases independientes. Por esta razón los coloides del suelo pueden dividirse, a grandes rasgos, en fases inorgánicas y orgánicas. La primera consta, bien de residuos de minerales primarios presentes en el material original, o de nuevas formaciones producidas a partir de los residuos de la alteración de los minerales primarios. La segunda fase consta de residuos frescos o descompuestos de restos vegetales y animales.

El contenido coloidal afecta grandemente las propiedades de los suelos, así vemos que a medida que aumenta éste, los suelos pierden friabilidad, volviéndose más compactos, aumenta la retención de agua y la capacidad de absorción de nutrientes.

Un sistema coloidal no es más que la dispersión de partículas muy finamente divididas, distribuidas en una fase continua. La fase dispersa puede o no estar uniformemente distribuida en el medio de dispersión.

Los sistemas coloidales se clasifican normalmente por su estado de organización. Los soles pueden definirse como la dispersión de un sólido (fase interna) en un líquido (fase externa). Cuando el medio de dispersión es el agua, el sistema se denomina un hidrosol. Además de los soles son de importancia los sistemas sólidos o semisólidos, que deben su rigidez a una estructura de enrojado y que se llaman geles. Cuando el líquido del gel es agua, como en el suelo, el sistema recibe el nombre de hidrogel.

PODER ACIDO DE LOS SUELOS

El comportamiento de los suelos es similar al de un ácido débil polibásico, y los elementos o partículas responsables directos de esta acidez son las arcillas y los coloides húmicos.

La acidez ocasionada por el complejo arcilla se debe no tanto a la proporción de H^+ que existe en la solución del suelo, como a la proporción de Al^{+++} hidrolizable que tenga. La forma de determinarlo es hallar la acidez total del suelo y después añadir a éste $F Na$, con lo cual se forma el complejo $(Al F_6)Na_3$, y volver a determinar la acidez. La diferencia entre ambas determinaciones será la que corresponde al aluminio a complejable, y se llama acidez debida al aluminio cambiante o acidez de cambio.

El hierro también ejerce un papel similar al aluminio en estos casos.

Para demostrar lo anteriormente dicho en una experiencia in vitro se obtienen los siguientes resultados:

ClH Solución m.e.q.	Cl ₃ Al Solución m.e.q.	Na F 4 % añadido ml.	H ⁺ Calculado por valoración
0,094	0,510	0	0,590
0,189	0,408	0	0,590
0,283	0,306	0	0,594
0,378	0,204	0	0,586
0,472	0,102	0	0,588
0,000	0,000	10	0,000
0,094	0,510	10	0,091
0,189	0,408	10	0,187
0,283	0,306	10	0,283
0,378	0,204	10	0,380
0,472	0,102	10	0,472

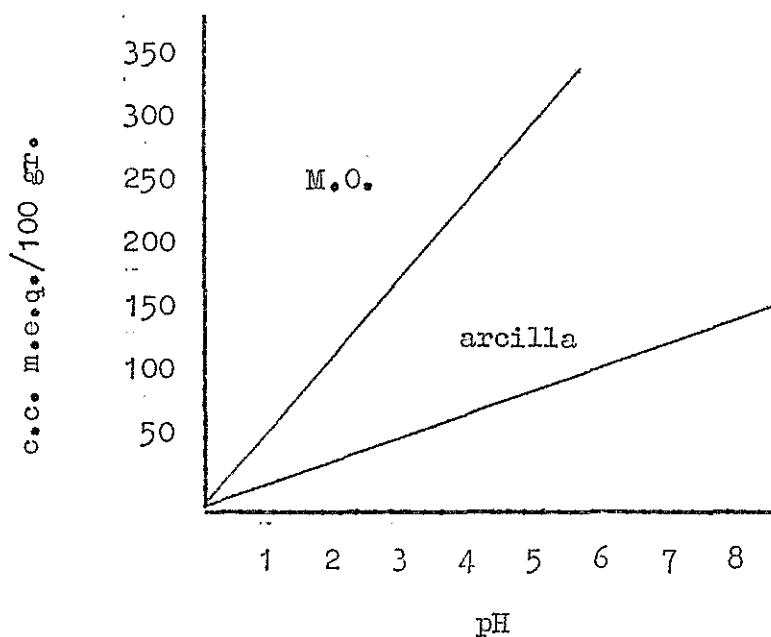
Si la acidez total del suelo se debe tanto a la presencia de H⁺ representado en la experiencia por ClH, como por Al⁺⁺⁺ representado por Cl₃Al, en ausencia de F Na la acidez total del medio obtenido por valoración (H⁺ por valoración en la tabla) debe ser la suma de las dos primeras columnas, mientras que en presencia de F Na, al eliminarse la presencia de Al⁺⁺⁺, debe ser el correspondiente a la primera columna. Al repetirse este experimento con suelos se obtiene una equiparación exacta que demuestra la validez del método, según T.L. Yuang en el trabajo "Determination of exchangeable hydrogen in soils by a titration method".- Soil Science 1959, 88-164.

CAPACIDAD DE CAMBIO

Se define la capacidad de cambio total como la cantidad máxima de cationes metálicos que el suelo puede fijar.

La capacidad de cambio es un valor difícil de definir y medir con precisión, pues varía con el catión empleado para obtener la saturación, la concentración de sal y el pH de equilibrio: a pH 8,2 es más elevada que a pH 7; si el catión utilizado es Ba en lugar de NH_4 , el valor encontrado con el primero es más elevado que con el segundo, probablemente a causa de la fijación irreversible de los iones amonio por ciertas arcillas. Los valores de la capacidad de cambio, para los diferentes suelos, ofrecen pues sobre todo valores comparativos, pero es indispensable definir muy cuidadosamente las condiciones en que las medidas han sido hechas.

Los diversos elementos absorbentes del suelo no presentan la misma capacidad de cambio. En el gráfico adjunto se puede ver que los compuestos húmicos tienen un poder absorbente unas 2,5 veces más elevado que las arcillas.



Entre las arcillas, las montmorillonitas son más activas que las ilitas y caolinitas.

CONCEPTO DE pH EN EL SUELO

La acidez actual de un suelo expresa la concentración en iones H^+ actualmente disociados en la solución del suelo. Este valor se expresa por el pH, que se define como el cologaritmo de la concentración de iones H^+ , en estado libre en la solución del suelo.

Los factores que afectan al pH del suelo son:

- 1) La doble capa eléctrica que rodea las partículas que muestran cambio de bases, es causa de que la concentración de hidrogeniones en el exterior de la doble capa sea inferior a la que existe sobre la superficie de las partículas. Esta reducción en la concentración de hidrogeniones es mayor cuanto más diluida sea la solución que rodea las partículas. Así, el pH de la solución depende de las concentraciones iónicas presentes en ella.
- 2) Si el suelo contiene cualquier sustancia capaz de cambiar su estado de oxidación o reducción, tal cambio de estado altera el pH del suelo. Así, los suelos encharcados son, por lo común, casi neutros y contienen algunos sulfuros. Si se avenan tales suelos, los sulfuros se oxidan a sulfatos y el pH puede disminuir desde 7 a 4 ó menos. Y si se toma una muestra de tal suelo y se la deja secar al aire lentamente antes de determinar su pH, este puede disminuir mucho, en tanto que si se deja encharcado, su pH se elevará lentamente. También es posible que existan otros iones metálicos, manganeso en particular, que puedan variar su valencia en el suelo al cambiar la aireación, lo cual contribuirá a que el pH

fluctúe, elevándolo si se reduce su valencia, y disminuyéndolo, es decir, aumentando la acidez del suelo, si aumenta.

- 3) El pH depende de la concentración de CO_2 en el aire del suelo, y este efecto es más importante a pH alto que a pH bajo.

De este modo el pH de un suelo no tiene un valor único claramente definido, sino que depende de las condiciones en que se realice la medida, las cuales, en el campo, pueden ser causa de variación de casi unidad.

ADSORCIÓN ESPECÍFICA DE CATIONES.- POTASIO
=====

Formas en que se encuentra el potasio en los suelos.- Distribución en los suelos.- Fijación del potasio por los suelos.- Factores que afectan la fijación del potasio (Aluminio interlaminar, pH, materia orgánica, procesos de secado).- Liberación del potasio fijado.

FORMAS EN QUE SE ENCUENTRA EL POTASIO EN LOS SUELOS

El potasio existe en el suelo bajo varias formas:

Forma compleja.- El potasio forma una malla fija entre las hojas de algunos minerales (moscovita, biotita). Entre las arcillas, únicamente la illita, la más próxima a las micas, contiene alrededor del 4 al 5 % de K_2O bajo esta forma.

Forma fijada.- Esta forma es sobre todo importante en las illitas, en los suelos ricos en esta forma de arcilla. K_2O cambiablo con tendencia a tomar el lugar de la potasa de las mallas cristalinas, cuando aquella es quitada por alteración; emigra pues de las caras externas hacia las caras internas de las hojas: aunque conserva una cierta movilidad, no es cambiablo; es el fenómeno conocido con el nombre de retrogradación. Si se procede a la trituración de la arcilla en un mortero, se destruye su estructura; el potasio fijado es así liberado y se hace de nuevo cambiablo.

Forma cambiablo.- Sobre la cara externa de las hojas, el ión K^+ es generalmente menos abundante que los iones bivalentes, en el

complejo absorbente; si es demasiado abundante, ejerce un efecto antagónico con los iones bivalentes. En algunos suelos forestales muy pobres, la relación K^+/Ca^{++} en m.e.q. puede llegar a ser superior a 1, lo que perjudica la alimentación en calcio de los árboles.

Parece existir un equilibrio entre las diferentes formas de potasio, hay pues posibilidades de paso de una forma a otra. Así la elevación del pH y una gran abundancia de iones Ca^{++} en el suelo favorece la retrogradación; es lo que se observa en los suelos ricos en caliza activa, donde la potasa se hace a veces poco asimilable.

Inversamente, la disminución de K_2O cambiabile, por la absorción por las plantas, provoca una cierta liberación del potasio. Incluso, la liberación de K^+ fijado se obtiene por la desecación seguida de una rehumectación de las arcillas.

DISTRIBUCION EN LOS SUELOS

Ya hemos visto que la fuente principal de potasio en los suelos son las rocas y minerales ricos en este elemento, por tanto el contenido en los mismos dependerá en gran parte del material de origen y también de la textura.

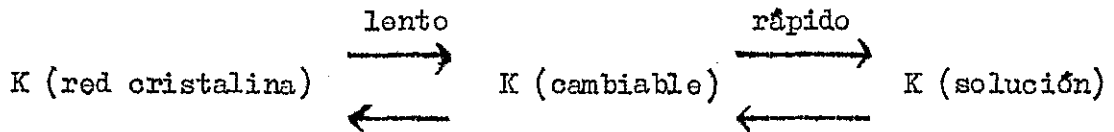
Generalmente el contenido de potasio es mayor en el subsuelo porque:

- 1) Las raíces de las plantas no llegan a estas profundidades y por tanto no extraen el potasio allí existente.
- 2) Está más cerca del material original, es decir de la fuente de aprovisionamiento.
- 3) El lavado producido en el suelo tiende a acumular el potasio en los horizontes inferiores.

FIJACION DEL POTASIO POR LOS SUELOS

De los 30.000 Kg./Ha. de potasio existentes en un suelo medio, en la capa de 0-30 cm., al menos un 90 ó 95 % está tan firmemente incorporado en las redes cristalinas, que no es de interés agrícola en un periodo de 100 años o más. A pesar de tan gran reserva, el estado de un suelo respecto al potasio, depende grandemente de su historia reciente, particularmente de las tensiones a que el suelo haya sido sometido respecto a este elemento.

Los fenómenos de liberación y fijación del potasio en los suelos pueden resumirse de forma general:



En realidad, las arcillas de los suelos son casi siempre materiales interestratificados. Jackson (1965, Soil Science, 99; 15-22), declara que en general las arcillas micaceas edafizadas parecen ser un mosaico de montmorillonita, vermiculita y clorita mezcladas con restos de mica. Barshad, encontró una montmorillonita que fijaba potasio en estado húmedo, y sugirió que tal resultado se debía a la presencia de pequeñas cantidades de un mineral con mayor carga interlaminar.

Bolt, G.H.; Summer, M.C. y Kamphort, sugieren dos categorías de sitios de fijación para el potasio en un suelo iltico:

a) aquellos en los que el potasio era fijado en sitios interlaminares cerca de los bordes de la red; estos sitios eran altamente específicos para el potasio, pero éste era fácilmente reemplazable por NH_4 , con radio iónico similar,

b) posiciones interlaminares lejos de los bordes, en los cuales el

potasio era fijado mucho más firmemente, y de los que solo pueden extraerse por lenta difusión.

FACTORES QUE AFECTAN LA FIJACION DEL POTASIO

Aluminio interlaminar

Van der Marel, Page y Ganje, Rich, Black y muchos otros han visto que el aluminio interlaminar estaba en forma de hidróxido, previniendo así la contracción reticular. Eso significaría un simple efecto físico, ya que $\text{Al}(\text{OH})_3$ no tendría carga alguna. Esta hipótesis no explica que el aluminio interlaminar sea más difícil de reemplazar que el aluminio verdaderamente cambiante, como encuentran Page y Ganje, que declaran que sus resultados indican que el aluminio difícilmente reemplazable sobre sitios de cambio de suelos lavados con ácidos, previene la absorción de potasio sobre sitios que antes eran capaces de absorberlo irreversiblemente.

Jackson en su obra "The effect of pH on K fixed by an irreversible adsorption process", considera que el aluminio interlaminar está formado por un polímero altamente cargado de fórmula $\text{Al}_6(\text{OH})_{12}(\text{OH}_2^{0,5+})_{12}$. Este polímero es considerado una gran molécula plana, que es apta para ser absorbida sobre las caras de las redes 2:1. De hecho, y de acuerdo con el autor, la experiencia actual indica que el intercalamiento de aluminio es de existencia muy frecuente, por lo que la fijación de potasio es menos importante de lo que probablemente sería si no existiera dicho intercalamiento.

Efecto del pH

Muchos investigadores han observado que al subir el pH la fijación aumentaba, ocurriendo lo opuesto al bajar. Page y Ganje encontraron que al lavar suelos por ácidos se destruía la capacidad del

suelo de fijar potasio desde soluciones de KCl a pH 3, pero no observaron variación en la cantidad de potasio fijado entre pH 3 y 8.

Es aceptado que los iones H^+ absorbidos en arcillas causan la destrucción de la red de la arcilla y se libera aluminio. Este aluminio es intercalado rápidamente, con lo que la fijación es reducida.

Materia orgánica

Joffe y Levin (en su obra "Fixation of K in relation to exchange capacity of soils" - Soil Science 63, 241-247), encontraron que la materia orgánica disminuye considerablemente la capacidad de los suelos para fijar potasio, y Jones concluyó que la materia orgánica por si misma no tenía capacidad alguna de fijación de potasio.

Estos conocimientos básicos dejan sin resolver la función por la cual la materia orgánica disminuye la fijación. Page y Bayer previnieron la contracción de la red de las arcillas por medio de la introducción de grandes cationes orgánicos, reduciendo la fijación. Beckett y Nafady encontraron que al tratar los suelos con extracto orgánico procedente de hojas muertas el número de sitios específicos se reducía casi a la mitad, pero en cambio si dicho extracto se privaba de cationes, el efecto era mucho más reducido. Por otra parte, Hinman, demostró que al tratar con H_2O_2 , destruyendo así la materia orgánica, la fijación de NH_4 era aumentada.

Parece pues, evidente que la materia orgánica tiene un efecto depresivo en la fijación de potasio, por razones comparables a las del aluminio intercalar, es decir, por bloqueo de las aristas y bordos, o por introducción dentro de las capas de los minerales de la arcilla.

Efectos de procesos de secado

Attoe, y más recientemente Gaudry, encontraron que el secado de los suelos aumentaba considerablemente la capacidad de éstos para fijar potasio.

Hay dos razones posibles, posiblemente ambas ciertas, de este hecho. Una de ellas es que al secar una arcilla, el agua interlaminar es extraída de entre las capas, por lo que se facilita notablemente la contracción de la red. Dowdy y Hutcheson, encontraron que a niveles de humedad por debajo del 4 % la fijación de potasio en los suelos estaba asociado con montmorillonitas, mientras que a humedad superior a un 4 % la fijación era debida a vermiculitas, más altamente cargadas.

Una segunda razón posible, es que en el proceso de secado la concentración de la solución que rodea las partículas aumenta rápida e intensamente. Hay que tener en cuenta que, como ha mostrado Stoenkamp, la fijación en una montmorillonita aumenta al aumentar la concentración.

El fenómeno de favorecimiento de la fijación de potasio por procesos de secado no es importante en zonas templadas y frías, ya que en dichas zonas no es probable que se den procesos de secado muy intensos, pero el problema puede ser importante en zonas cálidas, donde los suelos pasan por épocas de gran sequedad.

LIBERACION DEL POTASIO FIJADO

Barshad dice que la facilidad de liberar potasio fijado por una arcilla es tanto mayor, cuanto menor sea la carga de la que dicha arcilla sea portadora. Según esto, la vermiculita y montmorillonita soltarían potasio más fácilmente que la illita. No obstante, ha habido autores que han relacionado la liberación de potasio con arcillas

iliticas, entre ellos Cooke y Hutcheson. Mac-Lean y Brydon, en cambio, no encontraron correlación entre la liberación de potasio y la mineralogía del suelo.

En esta esfera, por tanto, parece haber algo de confusión. Arnold sugiere que las micas son responsables de una buena parte de la liberación de potasio. Sin embargo, grandes adiciones de fertilizantes potásicos pueden trastornar la secuencia de edafización.

Si el suelo es cultivado exhaustivamente, la solución del suelo será muy pobre en potasio, y parte del potasio interlaminar será liberado, en cuyo caso la illita estaría relacionada con la liberación de potasio. En cambio, si el suelo no es cultivado intensamente, el potasio será liberado desde los sitios en los bordes de las illitas parcialmente abiertas, y vermiculitas y montmorillonitas parcialmente cerradas, ícon lo que habrá poca correlación con la mineralogía del suelo.

En general, sin embargo, es posible considerar la illita como un mineral capaz de soltar potasio, en condiciones naturales (alteración) o en condiciones de cultivo exhaustivo, y las otras dos como minerales fijadores.

CALCIO, MAGNESIO Y SODIO

=====

El calcio en el suelo.- Papel del calcio en las plantas y deficiencias del mismo.- Las necesidades de cal en los suelos.- El magnesio en los suelos.- Papel del magnesio en las plantas y deficiencias del mismo.- El sodio.

EL CALCIO EN EL SUELO

El calcio es un elemento particularmente importante del suelo; constituye, a menudo, del 80 al 90 % de los elementos cambiables y de los elementos disueltos en la solución del suelo. Juega un papel esencial, no solamente en la nutrición de las plantas, sino también en la evolución de las arcillas y del humus. El calcio actúa, además, sobre la estructura: en presencia de calcio, los ácidos húmicos formados constituyen mejores cementos para los agregados que aquellos que se forman en medio ácido.

El calcio, si se exceptúa los minerales complejos aún inalterados, se encuentra en el suelo de las siguientes formas:

Carbonato inactivo

Es la caliza en el estado de granos groseros y duros o en estado cristalino; no es susceptible de ser puesto en solución por el agua cargada de CO_2 , y no muestra actividad química alguna. No tiene otro interés que la de constituir una reserva de calcio.

Carbonato activo (Caliza activa)

Es la caliza que se encuentra en el estado de finas partículas, que pertenecen a la fracción arcillosa o limosa. Es químicamente activo, y puede entrar en solución, bajo la acción de agua cargada de gas carbónico o de ácidos húmicos.

Calcio cambiable

El calcio cambiable es el retenido por el complejo absorbente. Este complejo puede ser rico en calcio cambiable -a veces casi saturado- incluso en ausencia de caliza activa.

Calcio soluble

Las soluciones del suelo contienen sobre todo bicarbonato de cal, a menudo también nitrato de cal y sulfato de cal. La concentración de estas soluciones en calcio resulta de un equilibrio que se establece con las dos formas precedentes: caliza activa y calcio cambiable. Aumenta pues con el pH del suelo. Por otra parte, una fuerte actividad biológica, liberando mucho CO_2 , favorece la disolución de caliza activa contenida en el suelo.

PAPEL DEL CALCIO EN LAS PLANTAS Y DEFICIENCIAS DEL MISMO

El calcio aparece como esencial para el crecimiento de los meristemas, y particularmente para el desarrollo y funcionamiento adecuados de los ápices de las raíces. Está también presente como pectado de calcio, el cual es un constituyente de la lámina media de la pared celular, y posiblemente por esta razón tiende a acumularse en la hoja.

La deficiencia de calcio se presenta en forma típica sobre suelos muy ácidos, aunque los efectos perjudiciales de estos suelos son

frecuentemente debidos a otras causas que la deficiencia de calcio; sin embargo, también se presenta en algunos suelos alcalinos con bajo contenido de calcio, pero elevado de sodio.

La carencia de calcio muestra dos efectos sobre la planta: causa un desarrollo raquíptico del sistema radicular y da una apariencia bastante característica a la hoja. La deficiencia de calcio puede tener también un efecto indirecto sobre la planta, permitiendo la acumulación de otras sustancias en los tejidos en cantidad suficiente para disminuir su vigor o dañarla realmente.

Las cantidades elevadas de calcio en un suelo, tal como ocurre, por ejemplo, con algunos suelos calizos, no tienen un efecto perjudicial directo sobre la mayor parte de los cultivos, pero pueden ser responsables de varios efectos perjudiciales secundarios. La proporción alta de calcio deprime la absorción de magnesio y de potasio; y en particular, los suelos típicamente calizos requieren dosis altas de fertilizantes potásicos.

LAS NECESIDADES DE CAL EN LOS SUELOS

No existe una relación simple entre el pH de un suelo ácido y la cantidad de cal que tiene que añadirse para provocar un determinado cambio de su pH, ya que hay suelos que necesitan cantidades muy diferentes de cal para sufrir igual cambio en su pH debido a que contienen cantidades muy diferentes de arcilla.

El suelo en el terreno necesita de dos o tres veces más cal para llevar su pH a un valor elegido que el indicado por la curva de valoración de laboratorio, factor que se conoce algunas veces bajo la denominación de factor de encalado.

En los suelos medios a pesados el encalado excesivo no ocasiona molestias, y el exceso de carbonato cálcico actúa como reserva de calcio, mientras que sobre algunos suelos arenosos y turbosos no puede aplicarse la cantidad adecuada de cal que requieren de una sola vez, pues tal aplicación de carbonato cálcico puede inducir una deficiencia de elementos vestigiales y, como consecuencia, trastornos en la cosecha. Aquí la cal tiene que aplicarse en dosis pequeñas y frecuentes, y de hecho, la cantidad correcta se encuentra por una continua comprobación del pH o del comportamiento de la cosecha siempre que se apliquen dosis adicionales de cal. El problema está a menudo facilitado por el hecho de que aplicando solamente la mitad de las exigencias en cal a muchos suelos ligeros se permite que la mayor parte de las cosechas den un rendimiento casi tan grande como cuando se satisfacen las exigencias totales. Esto hace resaltar de nuevo la enorme variedad de dosis de cal que se puede aplicar a cualquier suelo, excepto a los que son muy sensibles al encalado excesivo; y hace resaltar también la vaguedad del concepto de exigencias en cal.

Cuando se mezclan con el suelo el óxido cálcico o el hidróxido, finamente divididos, rápidamente se convierten en carbonato, y aunque es posible que uno y otro neutralicen la acidez del suelo más rápidamente que la caliza finamente triturada, no parecen existir pruebas de campo de que esto sea de alguna consecuencia práctica si la enmienda se aplica uno o dos meses antes de que se siembre la cosecha, y, de hecho, el efecto a largo plazo de todos los materiales utilizados como enmiendas calizas, sobre otras propiedades del suelo, tal como el nivel de la materia orgánica, se muestra independiente de aquel, es decir, de si se utiliza óxido o carbonato cálcico.

El carbonato cálcico tiene que triturarse si se quiere que

actúe en el suelo con suficiente rapidez.

EL MAGNESIO EN EL SUELO

El magnesio existe en el suelo bajo las formas siguientes:

Forma compleja insoluble

El magnesio es particularmente abundante en los minerales "negros" ferro-magnésicos. La dolomita es un carbonato doble de calcio y magnesio, siendo menos soluble en el agua ácida que el carbonato de cal, ella forma pues a menudo un carbonato inactivo que eleva poco el pH, sobre todo si se encuentra bajo la forma de arena.

Forma intercambiable

El ión Mg^{++} acompaña al calcio en el suministro de iones positivos del complejo absorbente, pero es casi siempre minoritario con relación a este ión. Puede llegar a ser predominante en los solonetz magnésicos y en ciertas arcillas negras tropicales.

PAPEL DEL MAGNESIO EN LAS PLANTAS Y DEFICIENCIAS DEL MISMO

El magnesio es necesario a todas las plantas verdes, dado que es un constituyente de la clorofila. Parece ser que actúa como portador del fósforo dentro de la planta, y que impide la insolubilización del fósforo, impidiendo que pase a $(PO_4)_6 H_2 Ca_8$ -fosfato octo-cálcico-.

La deficiencia de magnesio se presenta con frecuencia sobre suelos arenosos ácidos que son también deficientes en calcio. Sin embargo, estas deficiencias, pueden ser inducidas por el uso excesivo de fertilizantes potásicos, particularmente bajo forma de sulfatos o aún por cloruro sódico, siendo ésta una de las deficiencias de magnesio que puede verse algunas veces en árboles frutales, tomateras, tabaco,

algodón y remolacha azucarera.

Esta deficiencia inducida depende mucho de la época, y no siempre reduce el rendimiento, pero puede ser curada -si es que resulta realmente necesario utilizar dosis tan elevadas de fertilizantes potásicos o sódicos- mediante la adición al suelo de sales solubles de magnesio, o mejor todavía, pulverizándolas sobre las plantas.

SODIO

El sodio no parece ser un elemento esencial para ninguna especie, no obstante, existen algunas que se desarrollan indudablemente mejor en presencia de sodio utilizable que en su ausencia; en estos casos, el sodio aparece cumpliendo alguna de las funciones que usualmente realiza el potasio.

La remolacha azucarera y la forrajera son, probablemente, los cultivos del Oeste de Europa que tienen más exigencias de sodio, y aunque ambas necesitan una provisión razonable de potasio para desarrollarse adecuadamente, una vez que este suministro mínimo se ha asegurado, requieren, además un buen aporte de sodio si han de proporcionar rendimientos satisfactorios.

NITROGENO

Nitrógeno, necesidades y distribución en las plantas.- Ciclo del nitrógeno y fijación del mismo.- Mineralización del nitrógeno del suelo y su asimilación por la planta.- Pérdidas de nitrógeno inorgánico del suelo.

NITROGENO, NECESIDADES Y DISTRIBUCION EN LAS PLANTAS

El nitrógeno es esencial para el desarrollo de los vegetales dado que es un constituyente de todas las proteínas, y, por consiguiente, de todos los protoplasmas. Incrementa el desarrollo foliar, aumenta el tamaño de las células y les proporciona una pared más delgada haciendo a las hojas más succulentas y menos ásperas. Hace ascender también la proporción de agua y disminuye la de calcio en relación a la sustancia seca, lo primero porque el protoplasma es más acuoso y lo segundo porque tiene menos calcio que los materiales de la pared celular.

El aumento del suministro de nitrógeno a las hojas tiende a mantenerlas verdes por un periodo de tiempo más largo, y, en muchos cereales, alarga el periodo de crecimiento y retrasa la iniciación de la madurez, presumiblemente también como consecuencia de su efecto, manteniendo bajo el contenido de carbohidratos libres de la hoja. En cambio en otros cereales, como el sorgo y el maíz, dosis elevadas de nitrógeno parecen tener el efecto opuesto, anticipando el momento de la floración y maduración e incrementando la producción de grano con relación a la de paja.

La deficiencia en este elemento da lugar, generalmente, a que las plantas crezcan raquíticas, y al amarilleamiento de las hojas, aunque estos síntomas se presentan también en la carencia de otros elementos.

Un exceso de nitrógeno aumenta grandemente el contenido de proteínas, da lugar a hojas con células tan grandes y de pared tan delgada, que son fácilmente atacadas por insectos y hongos patógenos y dañadas por condiciones climatológicas desfavorables como las sequías y heladas.

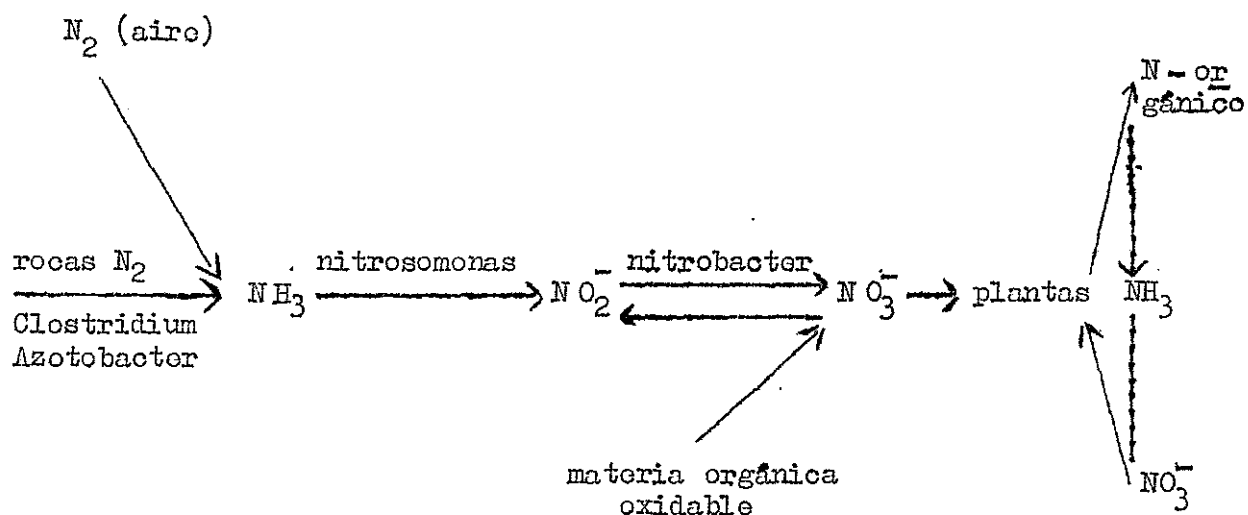
El contenido en nitrógeno de las plantas es bastante uniforme. Generalmente las plantas jóvenes son mucho más ricas en este elemento. En la tabla que se expone a continuación se indica el contenido en nitrógeno en diferentes cultivos y estados.

<u>Planta y estado de crecimiento</u>	<u>N. contenido en %</u> <u>de materia seca</u>	
<u>Alfalfa</u>		
Joven.	3,41	
Flor	2,08	La cantidad absoluta
<u>Cebada</u>		
21 días.	6,08	(no el %) crece a medida que la planta
49 "	1,95	tiene más edad
86 "	0,59	
<u>Centeno (hierba)</u>		
Joven.	2,50	
maduro	0,24	

Estos datos explican la necesidad de que las plantas tengan un suministro adecuado de nitrógeno durante todo el periodo de crecimiento.

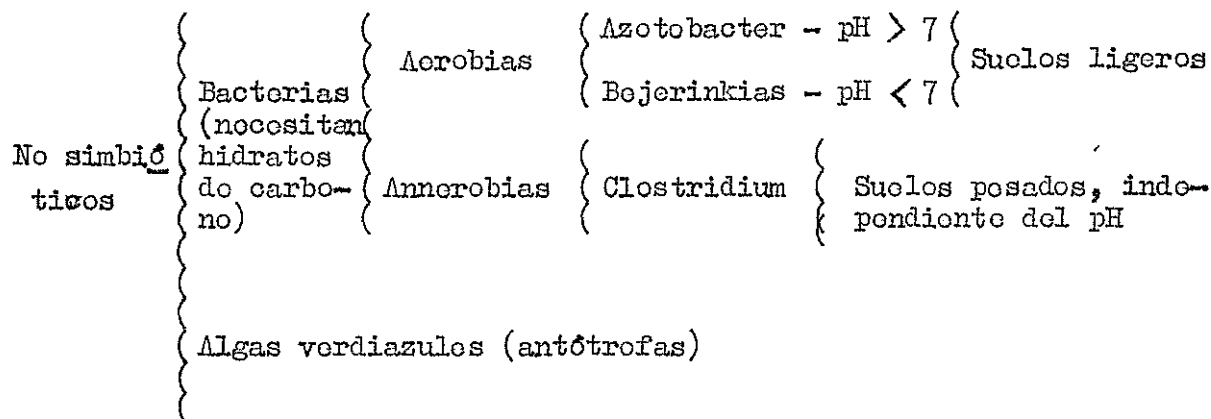
La mayor concentración de este elemento se encuentra en las partes de la planta que están en crecimiento. Hay una translocación del nitrógeno desde las partes viejas de las plantas a los puntos de activo crecimiento, lo que origina, cuando hay deficiencia del mismo, que las hojas viejas sean las primeras que presentan los síntomas carenciales.

CICLO DEL NITROGENO Y FIJACION DEL MISMO



Los suelos pueden contener microorganismos capaces de fijar el nitrógeno atmosférico.

Estos microorganismos podemos dividirlos en dos clases: no simbióticos y simbióticos



La fijación simbiótica del nitrógeno se produce por las bacterias del género *Rhizobium* que viven en simbiosis con la mayor parte de las plantas leguminosas. Se forman unos nódulos en las raíces de estas plantas que contienen bacterias, las cuales toman de las mismas los carbohidratos y suministran el nitrógeno.

Estas bacterias se hacen parásitas si por cualquier razón se restringe el aporte de hidratos de carbono, por ejemplo, cuando se mantiene la planta en la oscuridad. Este parasitismo se presenta también normalmente en nódulos viejos, dando como resultado su descomposición.

La cantidad de nitrógeno que una leguminosa añade al suelo depende de muchos factores. Las leguminosas forrajeras, como los tréboles y alfalfa aportan ordinariamente mucho más nitrógeno al suelo que las leguminosas para grano; las forrajeras parecen añadir más al suelo si son pastadas que si son segadas para heno. Un cultivo vigoroso, obtenido asegurando un suministro adecuado de potasa, fosfato y calcio, añade más nitrógeno al suelo que uno escuermado, aunque esto puede solamente provenir de que el cultivo más vigoroso deja un mayor peso de residuos en el suelo.

La cantidad real de nitrógeno fijado por cultivos de leguminosas es difícil de estimar exactamente, pero esta cantidad por sí sola no alcanza para mantener un nivel adecuado de nitrógeno en el suelo.

LA MINERALIZACION DEL NITROGENO DEL SUELO Y SU ASIMILACION POR LA PLANTA

La mineralización del nitrógeno del suelo es el nombre utilizado para el proceso en virtud del cual el nitrógeno de los compuestos orgánicos se convierte en iones amonio y nitratos. La transformación puede tener lugar a través de las etapas siguientes:

N orgánico \longrightarrow amoniacó \longrightarrow nitrito \longrightarrow nitrato

Estas transformaciones son realizadas predominantemente en el suelo por microorganismos.

El nitrógeno mineral en el suelo está presente como iones amonio o como iones nitrato. Los nitratos están todos disueltos en la solución, a menos que el suelo se deseque, pero gran parte del amoniacó está retenido en el complejo de cambio. La cantidad de nitrógeno mineral del suelo resulta de la diferencia entre la velocidad a que es producido por la población del suelo a partir de la reserva edáfica de materia orgánica y la velocidad a que está siendo eliminado por lavado, por las plantas en desarrollo y por otros miembros de la población del suelo. La proporción de nitrato en relación con la de amoniacó depende también de la velocidad de oxidación del amoniacó a nitratos, de la absorción de nitratos por la planta y de la pérdida de nitratos por lavado.

Tanto el nivel de amonio como el de nitrato permanecen muy constantes a través del año, y aún grandes cantidades de fertilizantes amoniacos o de nitratos solamente los afectan durante periodos cortos.

Las plantas pueden absorber su nitrógeno como iones amonio o nitrato, y la mayor parte de ellas es probable que puedan utilizar ambos con igual facilidad. La principal diferencia entre estos dos

iones estriba en que todo el nitrato del terreno está disuelto en la solución del suelo, mientras que si éste contiene mucha arcilla o humus, una gran parte del amonio estará presente en forma de catión cambiante, y por tanto, no estará en la solución. Quizás por esta razón los nitratos sean de acción fertilizante más rápida que las sales de amonio, pues aquellos estarán presentes en una concentración iónica más elevada alrededor de las raíces de la planta. Sin embargo, en la mayor parte de los suelos cultivados, los iones amonio añadidos se oxidan rápidamente a nitratos, de suerte que no importa mucho la forma en que se aplica el nitrógeno; el nitrato es la única forma presente en concentración apreciable en la solución del suelo para ser absorbida por la planta.

PERDIDAS DE NITROGENO INORGANICO DEL SUELO

Los compuestos inorgánicos de nitrógeno, amoniaco y nitratos, sufren varios tipos de pérdidas en el suelo. Pueden ser absorbidos por las plantas en desarrollo, o ser asimilados en los cuerpos de microorganismos y devueltos así a la reserva de nitrógeno orgánico, o ser convertidos en compuestos volátiles y perderse en el aire, o, en fin, pueden ser lavados del suelo.

Muchas bacterias, y posiblemente algunos actinomicetos cuando se desarrollan bajo condiciones de suministro limitado de oxígeno, pueden reducir los nitratos a nitritos, óxidos de nitrógeno, nitrógeno gaseoso y amoniaco, dependiendo las proporciones relativas producidas del tipo de bacterias y de las condiciones en que trabajan. El proceso total se conoce algunas veces como desnitrificación y comprende el único proceso biológico conocido que devuelve nitrógeno a la atmósfera.

No se conocen con detalle las condiciones que conducen a pérdidas de nitrógeno gaseoso del suelo pero en general, un buen aporte de materia orgánica descomponible, una elevada provisión de nitratos, y avenamiento impedido, son las condiciones óptimas para las pérdidas de nitrógeno por este mecanismo.

El nitrógeno puede perderse también por paso a la atmósfera bajo la forma de amoníaco, y este fenómeno puede ser de importancia considerable en suelos alcalinos bajo condiciones cálidas y húmedas. La condición primordial necesaria para esta pérdida es que la producción de amoníaco progresa más rápidamente que su oxidación, pues tan pronto como el amoníaco comienza a acumularse cerca de la superficie en los suelos neutros queda expuesto a pérdidas por volatilización. El encharcamiento es obvio que puede conducir a esta situación, pero lo mismo puede suceder con las temperaturas elevadas.

El nitrógeno puede también perderse por el paso de los nitratos de la solución del suelo al subsuelo o al agua de avenamiento.

Cuando se roturan terrenos de pastos para convertirlos en terrenos laborables, o, cuando un suelo virgen se rotura para el cultivo, se producen pérdidas de nitrógeno.

F O S F O R O

Acción del fósforo sobre la vegetación.- Formas en que se encuentra el fósforo en los suelos.- Distribución del fósforo en los suelos y su absorción por las plantas.- Fósforo total y fósforo asimilable.- Reacción del fosfato en los suelos. Asimilabilidad y fijación.

ACCION DEL FOSFORO SOBRE LA VEGETACION

Esta acción es sumamente amplia y compleja, pudiendo resumirse en lo siguiente:

- 1) Muchos compuestos ternarios y cuaternarios, como las grasas y albúminas, son de difícil síntesis en el caso de falta total o simplemente parcial de fósforo, cuyo fenómeno se acusa por el escaso desarrollo y mal aspecto de la planta.
- 2) Juega importante papel en los procesos de multiplicación celular, favoreciendo la maduración de las semillas.
- 3) Intensifica el crecimiento del sistema radicular. Anticipa la maduración, lo cual tiene gran importancia en los climas fríos y lluviosos, pues neutraliza los efectos del nitrógeno, el cual tiende a prolongar el ciclo vegetativo. También en los climas cálidos interesa mucho la rápida maduración, pues si se retrasa, sobrevienen fuertes calores que asuran el grano.

A causa de su escasa solubilidad en las soluciones del suelo, el exceso de fósforo en las plantas rara vez constituye un problema. Sin embargo, una carencia de fósforo no solo afecta el crecimiento de las plantas y su metabolismo, sino que da lugar a deficiencia de fósforo en aquellos animales que se alimenten de dichas plantas.

FORMAS EN QUE SE ENCUENTRA EL FOSFORO EN LOS SUELOS

El fósforo se encuentra en los suelos de la siguiente forma:

- a) Combinaciones complejas poco activas, como el apatito, fosfatos de calcio, hierro y aluminio, que son poco solubles.
- b) Fosfatos retenidos sobre la superficie de partículas de arcilla, y del complejo arcillo-húmico.
- c) Fosfatos orgánicos, tales como la fitina y otros inositolofosfatos, ácido nucleico y sus derivados, y los demás compuestos que completan el material húmico, los tejidos de las plantas parcialmente descompuestos y los tejidos de las raíces de las plantas vivas y la población del suelo.
- d) En forma soluble en la solución del suelo.

DISTRIBUCION DEL FOSFORO EN LOS SUELOS Y SU ABSORCION POR LAS PLANTAS

El contenido de fósforo en los suelos es muy variable, dándose como cifra media del orden de 0,02 - 0,2 %. Se ha tratado de relacionar el contenido de fósforo con la textura para distintos grupos de suelos:

Suelos Podsol

	15 suelos de textura areno - limosa		5 suelos de textura limosa		8 suelos de textu- ra arcillo limosa	
Horizontes	A	B	A	B	A	B
%	0,039	0,092	0,073	0,093	0,103	0,068

En líneas generales se observa que para este tipo de suelo el contenido de fósforo aumenta con la textura más pesada.

Chernosom

	6 suelos de textura limosa				4 suelos de textura arcillo - limosa		
Horizonte	1	2	3	4	1	2	3
%	0,105	0,100	0,083	0,087	0,052	0,035	0,052

Los suelos de regiones áridas son a menudo más ricos en fósforo que los de textura similar en regiones húmedas, y también hay menor variación en la cantidad de este elemento en los diferentes horizontes. Normalmente hay mayor contenido de este elemento en los horizontes superiores.

Las plantas absorben su fósforo casi exclusivamente como iones fosfato inorgánicos, probablemente solo como iones PO_4H_2^- ; y posiblemente a causa de esto es por lo que muchas plantas sufren deficiencia de fosfato sobre suelos alcalinos, debido a que la proporción de iones PO_4H_2^- en relación con la de PO_4H^- en la solución, disminuye a medida que aumenta el pH. Las plantas son relativamente poco eficaces para utilizar los fosfatos del terreno en las condiciones normales de cultivo, raramente absorben más del 20 al 30 % de la cantidad suministrada como fertilizante.

FOSFORO TOTAL Y FOSFORO ASIMILABLE

Se ha demostrado que existe poca relación entre la cantidad de fósforo que puede tomar un cultivo y el fósforo total del suelo, y se ha llegado a la conclusión de que solamente una pequeña parte del fósforo en el suelo está en forma disponible o asimilable para las plantas. Sin embargo en este problema de la asimilabilidad del fósforo hay que tener en cuenta varias limitaciones:

- 1) Existen plantas como altramuces, alfalfa, nabo y otras que excretan gran cantidad de ácidos por sus raíces, capaces de disolver una buena cantidad del fósforo total y convertirlo en asimilable; por tanto estas plantas dispondrán de una mayor cantidad de fósforo asimilable que otras, aunque se cultiven en iguales condiciones y en el mismo suelo.

Fósforo tomado por algunas cosechas, obtenida la media durante 100 años.

	<u>Suelos pesados</u>	Kg./Ha.	<u>Suelos arenosos</u>
Trigo	16		—
Cobada	10		7
Patatas	7		11
Pasto	16		25
Pasto permanente	19		21

- 2) Algunas veces hay que tener en cuenta que para la interpretación del fósforo asimilable, es necesario considerar la localización física de los nutrientes en el suelo. Por ejemplo: el sistema radicular de una planta puede no ser capaz de explorar toda la superficie del suelo y por tanto no podrá entrar en contacto con todos los nutrientes presentes. La posición de los nutrientes

que no estén en contacto, pueden considerarse no asimilables aunque su forma si lo sea.

- 3) Una condición desfavorable de la estructura puede impedir la penetración de las raíces en toda el área del suelo. Los nutrientes que se encuentren en tales áreas aunque estén solubilizados pueden ser considerados como no asimilables.

La cantidad de humedad en el suelo es también muy importante, pues si no hay suficiente humedad la planta no toma el fósforo.

- 4) Se ha demostrado que las raíces de las plantas pueden estar infectadas por bacterias que impidan la entrada de los fosfatos en la raíz, tomándolos ellas mismas para su nutrición.

Se han tratado de aplicar muchos métodos de laboratorio, para determinar el contenido de fósforo asimilable en los suelos, basados en la extracción del mismo con fuertes reactivos, que dependen de la forma en que se encuentre el fósforo en los suelos. Al principio se utilizaron los extractos orgánicos (ácidos láctico, cítrico, acético, etc.) ya que se suponía que las raíces excretaban ácidos orgánicos que solubilizaban el fósforo (cuando se encontraba en forma de fosfatos de hierro y aluminio). Más tarde surgieron los extractantes ácidos (SO_4H_2), que disuelve preferentemente los fosfatos cálcicos, los extractantes básicos para los fosfatos de hierro, y el fluoruro de amonio para los fosfatos de aluminio. No obstante, no fué hasta que se utilizó el P_{32} radioactivo, que se pudo determinar el fósforo disponible para la planta en un tiempo más o menos largo.

Una experiencia realizada por Mattingly nos dá el rendimiento de una cosecha, dependiendo del fósforo existente en la solución y el cambiante.

Utilizó el Cl_2Ca como extractante para determinar el fósforo existente en la solución del suelo, y el fósforo radioactivo para el disponible por la planta en un periodo más o menos largo.

Sembró hierba en macotas, con distintos tipos de suelo, cortándola hasta 2 cm. en los días indicados en el siguiente cuadro.

Cantidades en gramos / materia seca / macota

	I	Q	días				Total
	$Cl_2Ca-P \times 10^6 M/l$ P en solución	P cambiable p.p.m.	41	64	90	113	cosecha
Silúrico	0,7	65	0,5	0,4	0,5	0,3	1,7
Oolítico	0,8	93	0,5	0,7	0,8	0,6	2,6
Oolítico	0,7	137	0,6	0,8	1	0,9	3,3
Oolítico	0,7	137	0,6	0,8	1	0,9	3,3
Arcilla con pedernales	1,4	139	0,9	0,9	1,1	1	3,9
Margas	1,7	139	1,5	1	1,2	1	4,7

Al crecer Q aumenta la cosecha y al crecer I con Q los rendimientos son óptimos.

En el caso de tierra negra andaluza con escaso contenido en fósforo total (unos 35 mg. de P/100 gr.), la experiencia de los agricultores demostraba, que cultivos como el trigo no respondían a la fertilización fosfatada que normalmente se aplica, por lo que adoptaban dos posturas extremas: o prescindían de la fertilización fosfatada, o ensayaban fórmulas con alto contenido en fosfatos.

Para tratar de dilucidar la causa por la cual estos suelos a pesar de su pequeña dotación total de fósforo no incrementaban las

cosechas con la fertilización, P. Arambarri hizo experiencias de campo que demostraron la falta de respuesta a la fertilización fosfatada. Seguidamente tomó muestras de suelo y les añadió cantidades crecientes de fósforo, como solución de $\text{PO}_4\text{H}_2\text{K}$, hasta lograr que con la mayor dosis el suelo alcanzara un contenido de 285 mg. de fósforo total en 100 gr. de suelo.

La mitad del suelo así tratado se secó al aire al cabo de 24 horas de incubación, y se determinó en el I y Q, como se muestra en la tabla siguiente:

		I	Q
	P total mg. P / 100 gr.	$\text{Cl}_2\text{Ca} - \text{P} \times 10^6 \text{ M/l}$	P cambiable mg. P / 100 gr.
Original	35,4	0,31	19,98
	77,0	0,5	33,0
	118,7	0,6	48,6
	202,0	1,4	116,0
	285,4	2,1	223,1

El resto del suelo se mantuvo en incubación durante tres años, adicionándole agua y dejándolo secar al aire, simulando la climatología de Sevilla durante este largo periodo. Seguidamente se secó al aire y se determinó en el I y Q. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla que se detalla a continuación:

P total mg. P / 100 gr.	I $\frac{\text{Cl}_2\text{Ca}}{\text{P} \times 10^6 \text{ M} / \text{l}}$	Q P cambiablo mg./100 gr. suelo
35,4	0,24	12,6
77	0,37	40,1
118,7	0,39	65,2
202	0,64	112,9
285,4	1,20	221,6

Se observa que al crecer la cantidad de fósforo añadido, crece I y Q, lo mismo para la muestra incubada durante 24 horas que la incubada tres años.

I es menor para la muestra incubada tres años, pero es lo suficientemente grande como para mantener en la solución del suelo concentraciones de P del orden de 10^{-6} M, solubilidades características del fosfato octocalcico, $(\text{PO}_4)_6 \text{H}_2 \text{Ca}_8 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$, que muestra que en estos suelos, el fosfato añadido no evoluciona hidroxii-apatito $(\text{PO}_4)_6 (\text{OH})_2 \text{Ca}_{10}$.

Esta conclusión ya permite indicar, una de las causas por la que estos suelos muestran que son capaces de nutrir, al menos en los primeros tiempos, el trigo sin que este cultivo sufra deficiencias de fósforo. Por otra parte las cantidades de Q son elevadas y no disminuyen grandemente después de 3 años. Esto quiere decir que al cabo de tres años el fósforo ha evolucionado igual que a las 24 horas.

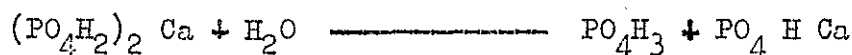
El que los valores de Q sean muy parecidos a los de P total, demuestra que casi todo el fósforo añadido es asquible al cambio, o en otras palabras, que forma superficies y no está ocluido o recubierto por goles (arcillas, hidroxidos) que lo aislen e impidan su aprovecha-

miento por las plantas.

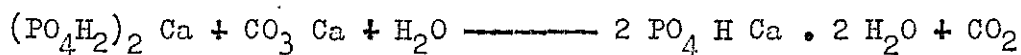
No se puede, para el trigo, prescindir de la fertilización fosfatada (alrededor de 500 Kg. de super por Ha.) porque ello conduciría en pocos años a pasar I a valores de 0,2 ó 0,1 (en tres años de incubación pasa a 0,24 sin haber tomado P por ningún cultivo) que serían claramente insuficientes.

REACCION DEL FOSFATO EN LOS SUELOS. ASIMILABILIDAD Y FIJACION

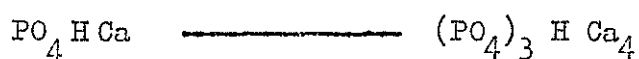
Se ha demostrado que el fosfato monocálcico al añadirse al suelo en el mismo momento de ponerse en contacto con el agua se insolubiliza por la siguiente reacción:



Además si el suelo es rico en $\text{CO}_3 \text{Ca}$ ocurre:



Este fosfato insoluble, da lugar a otro más insoluble aún:



Por otra parte si existen iones Fe^{+++} y Al^{+++} pueden precipitar en forma de fosfatos de hierro y aluminio. Se ha comprobado que alrededor de la mitad del fosfato monocálcico agregado al suelo en forma granulada es precipitado si en el suelo hay CO_3Ca ó iones de Fe^{3+} y Al^{3+} .

Como vemos, sólo una pequeña cantidad de los fertilizantes fosfatados es aprovechable por las plantas. Se han reconocido dos mecanismos que convierten los fertilizantes fosfatados en formas no asimilables: la formación de fosfatos de hierro y aluminio en suelos ácidos y la formación de apatitos en suelos neutros y alcalinos.

Influyen muchos factores a la hora de determinar el concepto de fósforo asimilable que existe en el suelo. Por estas razones todavía no está claro, ya que al principio se trataba de establecer la relación entre el fósforo extraído del suelo por diversos extractantes y el encontrado en los cultivos.

Larson estableció una teoría que ha dado nueva luz al concepto de fósforo asimilable. Supuso un pozo de agua, rodeado de una superficie arenosa, y ésta a su vez rodeada por otra arcillosa poco permeable.

Si se saca el agua del pozo, será reemplazada por la procedente de la arena, y cuando ésta se agote habrá un aporte lento de agua procedente de la arcilla.

El agua en el pozo, arena y arcilla son semejantes al fosfato en la solución del suelo, la fracción lábil y fracción fuertemente retenida respectivamente.

La energía necesaria para sacar agua del pozo depende de su profundidad y es similar al potencial de fosfato aprovechable en el suelo. La cantidad de agua en la arena da idea del fosfato lábil en el suelo, y la facilidad con que este agua pasa a la fuente da una idea del factor intensidad.

El "Factor de intensidad" se puede definir como la cantidad de fosfato que puede pasar a ser aprovechable por las plantas en un tiempo dado.

A Z U F R E

=====

Es un elemento fundamental para las plantas, que existe en la mayoría de minerales y rocas en cantidades más o menos considerables.

En forma de sulfuro lo encontramos en la Galena, Piritita, sulfuros de Hg, Ag, Sb, etc.; como sulfato en el yeso, sulfato bárrico, sulfato de mercurio, potásico, etc.

En los silicatos lo encontramos como mineral accesorio. También lo encontramos en forma nativa.

Los suelos agrícolas contienen pequeñas cantidades de azufre, pero suficientes para las plantas. Suele haber de 0,01 a 0,08 %. En suelos arenosos la proporción es inferior a 0,001 %, son suelos pobres de azufre en general. Los suelos turbosos o fuertemente orgánicos tienen hasta un 10 % de azufre. En suelos yesosos, la proporción aún es más elevada.

En los suelos de labor, la mayor parte del azufre (75 - 80 %) está formando parte de combinaciones orgánicas, y el resto como sulfato, o como sulfuros que se convierten en sulfatos.

Suelos con un porcentaje de azufre inferior al 0,01 % representan el 28 % de los suelos.

0,01	-	0,2	30 %
0,02	-	0,03	15 %
0,03	-	0,04	18 %
0,04	-	0,05	4 %
Más de		0,05	1 %

Vemos que el 62 % de los suelos, lo comprenden los que poseen un porcentaje de azufre inferior al 0,02 %.

Es muy interesante la correlación S. N. C., la relación C/N óptima para el suelo es 10. La del N/S es también 10, por tanto, la relación adecuada de C/S es 100.

En los suelos de labor hay aportes y pérdidas de azufre de distintos orígenes. En la atmósfera, por ejemplo, existe SO_2 , SH_2 y polvo que contiene sulfato en cantidades considerables. El SH_2 producto de la descomposición de la materia orgánica en ambiente reductor, por acción del ozono se transforma en SO_2 e incluso en sulfato.

La cantidad de azufre que existe en la atmósfera es fabulosa. Cada día pasan a ella 1.000 Tm. de azufre en el mundo, procedentes de la combustión de productos azufrados. Se calcula que las aguas de lluvia arrastran 90.000.000 Tm. anuales de azufre. Este azufre es absorbido por los suelos, y parte arrastrado por las aguas de los ríos hasta el mar.

El azufre de las aguas de riego también es importante, aunque esta cantidad sea variable, dependiendo de la capacidad de captación de los manantiales.

Los abonos normales, nitrogenados, fosfatados, etc., son fuentes importantes de azufre. Antiguamente, el único abono nitrogenado era el $\text{SO}_4(\text{NH}_4)_2$, con lo cual se abonaba también la tierra con azufre. Pero el uso de este abono ha descendido mucho en la actualidad. La razón es la acidificación del suelo, y la gran existencia de suelos ácidos en nuestros días. Resulta además que no es rentable su empleo.

Actualmente, como abonos nitrogenados se emplean el nitro sulfato, urea, etc.

Los abonos fosfatados, así mismo, lo han sido de S. El superfosfato contiene gran cantidad de azufre (SO_4Ca residual).

Los fosfatos más ricos tienen menos azufre. El ácido fosfórico tiene impurezas de azufre.

	S
16 % P_2O_5 Super simple	10 - 12 %
25 % P_2O_5 Super empobrecido	6 - 9 %
45 % P_2O_5 Super concentrado	1 - 5 %
Ac. fosfórico	2 - 5 %
$\text{SO}_4(\text{NH}_4)_2$	24 %
SO_4K_2	18 %

Los abonos con K aportan S, pero menos del 10 % de la potasa utilizada se hace de esta forma. En regiones áridas es más frecuente usar SO_4 pues existe menos probabilidad de salinización del terreno. Tampoco debemos olvidar a los pesticidas.

Las pérdidas de azufre son igualmente importantes. Gran parte de este elemento se mineraliza, y además, los sulfatos se lavan con gran facilidad en el suelo. Las pérdidas suelen estar condicionadas a la cubierta vegetal.

Los cultivos también absorben una considerable proporción de azufre.

Necesidad de azufre

He aquí los requerimientos de azufre en algunos vegetales:

Sorgo	{	Grano	0,09 - 0,12 ‰
		Tallo	0,14 - 0,18 ‰
Trigo	{	Grano	0,16 ‰
		Tallo	0,15 ‰
Maiz	{	Grano	0,12 - 0,20 ‰
		Tallo	0,14 - 0,18 ‰

Heno de gramíneas	0,20 ‰
Trebol	0,27 ‰
Alfalfa	0,5 ‰
Trebol blanco	0,52 ‰
Colza	0,99 ‰

Sin embargo, la reposición de este elemento es viable gracias al aporte atmosférico y de abonos.

Valores críticos

S total	200 p.p.m.
Reacción Morgan	20 p.p.m.
Fosfato no cálcico	6 - 10 p.p.m.
Cl ₂ Ca	Menor del 61 ‰

He aquí una interesante tabla donde aparece ya la razón N/S

		Nivel crítico S ‰ Muestra seca	Razón crítica N/S	Nivel máximo
Trigo	{ Grano	0,17	14,8	0,24
	{ Paja	0,10		0,20

El que la razón crítica sea 14,8, quiere decir que, caso de que este valor suba excesivamente, o el valor del N se ha incrementado en exceso o ha disminuido en la misma magnitud el S, y ambos casos son perjudiciales.

Avena	{	Grano	0,20	9,1	0,34
		Paja	0,10		0,26

Observamos, por el valor de la razón crítica, como es mayor en la avena el requerimiento en azufre, que en el trigo.

Cebada	{	Grano	No establecido	13,0	0,26
		Paja	0,18		0,48

En el caso del centeno no está bien estudiado

Remolacha	{	Raiz	0,13	15	-
		Hoja	0,33		0,97

Hay plantas que aún son más exigentes en azufre como es la col, colza, etc.

Las necesidades de las cosechas varían de 10 Kg./Ha./año a 80 Kg./Ha./año. Los cultivos menos exigentes son los de cereales.

Influencia del suelo

Suelos con porcentaje de materia orgánica estabilizada.— Si el porcentaje de materia orgánica está estabilizado, porque los suelos reciban suplementos correspondientes a lo que exportan, y suponiendo que la estabilización de la materia orgánica se efectúe

a un nivel considerable, como el azufre en el suelo se encuentra al estado de azufre orgánico, no es necesario proporcionar azufre a dicho suelo.

Suelos con materia orgánica desequilibrada.- El empobrecimiento de materia orgánica, y por tanto de azufre, ha de ser contrarrestado con aportes de azufre por nuestra parte (ejemplo: abonos). Incluso se realizan aportes de azufre elemental, por ejemplo: en suelos salinos, calizos, etc.

Es fácil comprender que en estos casos, hemos de añadir también materia orgánica para que el azufre no sufra un lavado inmediato, sino una rápida mineralización, y así esté disponible a la planta durante todo el año.

Cuando hay carencias de azufre, comienza un amarillamiento en las hojas de las plantas.

OLIGOELEMENTOS

GENERALIDADES

Se denominan elementos *indiciarios* u oligoelementos todo el amplio grupo de componentes inorgánicos de los seres vivos que se presentan en proporciones reducidísimas, por lo que sólo desempeñan funciones catalíticas (elementos oligodinámicos). Su concentración se da en p.p.m. (partes por millón).

Su distribución es muy diversa entre los diferentes seres vivos y resulta difícil en muchos casos discernir si se trata de una simple presencia accidental. Esta duda no se presenta ya en el número creciente de elementos para los que se ha podido establecer una función perfectamente caracterizada. Aún en estos casos, sin embargo, no deben realizarse excesivas generalizaciones, puesto que un elemento puede ser perfectamente indispensable en un organismo o en un grupo de ellos, incluso con pruebas de su forma de actuar, y resultar en cambio perfectamente innecesario en otros muchos seres vivos. En realidad, el número de oligoelementos que resultan indispensables para la generalidad de los organismos es relativamente reducido (Fe, Cu, Mn, etc.).

Los oligoelementos se encuentran a disposición de las plantas en la llamada "solución del suelo", siendo las principales fuentes de suministro para dicha solución los materiales originarios, pues todos los oligoelementos han sido hallados en rocas ígneas, y dos de ellos, el hierro y el manganeso, tienen posiciones primordiales en la estructura de algunos minerales silíceos. Se trata

por tanto de un proceso de meteorización. La materia orgánica, para determinados oligoelementos, es una fuente secundaria importante.

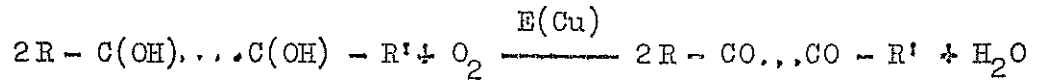
Es realmente difícil que falten en la solución del suelo, de forma total, uno o varios oligoelementos, pero si es frecuente que haya deficiencias, por ejemplo, debidas a la insolubilización del material de origen. En tales casos, aparecen los correspondientes síntomas de carencia en la planta, carencias corregibles a veces o totalmente irremediables, una vez manifestadas, en otras, como ocurre por ejemplo, cuando la remolacha no posee B suficiente y acaba pudriéndose la raíz.

Puede ocurrir también que un exceso de determinados oligoelementos sea tóxico para las plantas, efecto muy conocido en el caso del B. En suelos muy ácidos existe una abundancia relativa de los iones Fe, Mn, Zn y Cu, de forma que las concentraciones de uno o más de estos elementos son, a menudo, lo suficientemente altas para ser tóxicas a la mayoría de las plantas.

PAPEL DE LOS OLIGOELEMENTOS

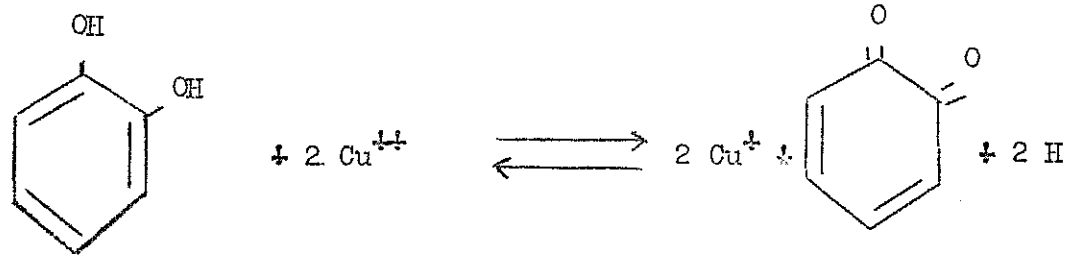
Es muy frecuente que los oligoelementos realicen sus funciones catalíticas por asociación con moléculas proteínicas, en general de tipo enzimático, a las que modifican de tal forma en sus posibilidades, que la ausencia del cofactor inorgánico suelo representar la pérdida de su capacidad funcional. A veces, se precisa más de uno para un solo enzima; en otros casos, dos o más metales pueden sustituirse mutuamente (por ejemplo, Mn^{++} y Mg^{++}). Sus efectos activantes parecen deberse a causas muy distintas, no bien establecidas en todos los casos. En ocasiones, como sucede con las oxidasas cúpricas, el metal forma parte del centro activo y actúa con él como un auténtico transportador de óxido-

reducción. Este conjunto de enzimas catalizan reacciones del tipo:



y son, por ejemplo, la catecol oxidasa, p-Difenol oxidasa y Ascorbato oxidasa.

El cobre actúa en todos estos procesos como transportador electrónico efectivo, oxidándose y reduciéndose reversiblemente de ión cuproso a ión cúprico y a la recíproca. En la catecol oxidasa, por ejemplo, el mecanismo de la reacción se puede representar así:



Este tipo de enzimas son fundamentalmente vegetales, pero también existen en animales.

Cu encontramos incluso en la citocromo-oxidasa, enzima perteneciente a la cadena transportadora de electrones o proceso final de la respiración.

Otro ejemplo característico es el de la hemoglobina, enzima que transporta el O₂ y CO₂ en los organismos animales superiores. El grupo activo o coenzima de esta molécula protéica es un tetraferrohemo que posee un átomo de Fe por cada grupo hemo, esto es, cuatro átomos de Fe en total, cada uno de los cuales puede combinarse con una molécula de oxígeno (dos átomos), pero únicamente como ión ferroso. Ahora bien, es muy importante saber que el ión ferroso adquiere su capacidad para combinarse con el oxígeno solamente a través de su combinación con el hemo y la

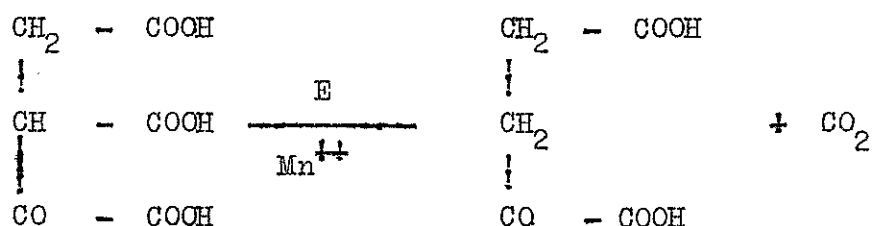
globina. El hemo aislado no combina oxígeno, pero el agrupamiento químico específico de la globina (cada una de las cuatro cadenas proteínicas que se unen para formar la hemoglobina) hace posible esta combinación.

Existen otros casos, en los cuales el oligoclemento de que se trate, no forma parte constitutiva del coenzima o grupo activo, sino que establece una unión entre el enzima y el sustrato, ayudando probablemente a que éste se disponga en la posición apropiada para la actuación del enzima. También se ha supuesto que los iones metálicos, en particular los polivalentes como el Al^{+++} , podrían inducir cambios en la carga superficial de la proteína enzimática.

La formación de complejos de quelación con el sustrato es otra de las posibilidades que se han apuntado. Respecto a lo que acabamos de citar sobre los cambios en la carga superficial de la proteína enzimática merced a la existencia de iones metálicos, podríamos apuntar como nota aclaratoria, que en muchos casos pueden ser estos cambios decisivos en la adquisición de la estructura terciaria (o cuaternaria) del enzima, estructuras necesarias para su actuación.

Un caso típico, en el que interviene un oligoclemento en una reacción enzimática, sin ser parte constitutiva del enzima, lo encontramos en el ciclo de Krebs.

El enzima isocítrico deshidrogenasa, transforma el ácido isocítrico en oxalsuccínico y éste a su vez en cetoglutárico, según la reacción:



Como vemos se requiere la presencia de iones Mn^{++} , elemento que, por otra parte, no es constitutivo del coenzima correspondiente, que en este caso particular son los piridin - nucleótidos.

En fin, serían muchos los ejemplos que podríamos citar, pero baste con referir el hecho de que hasta 11 oligoelementos han sido caracterizados como activadores de enzimas (Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Al, Cr, Zn, Cd, Rb y Cs), además de Na, K, Mg y Ca del grupo plástico.

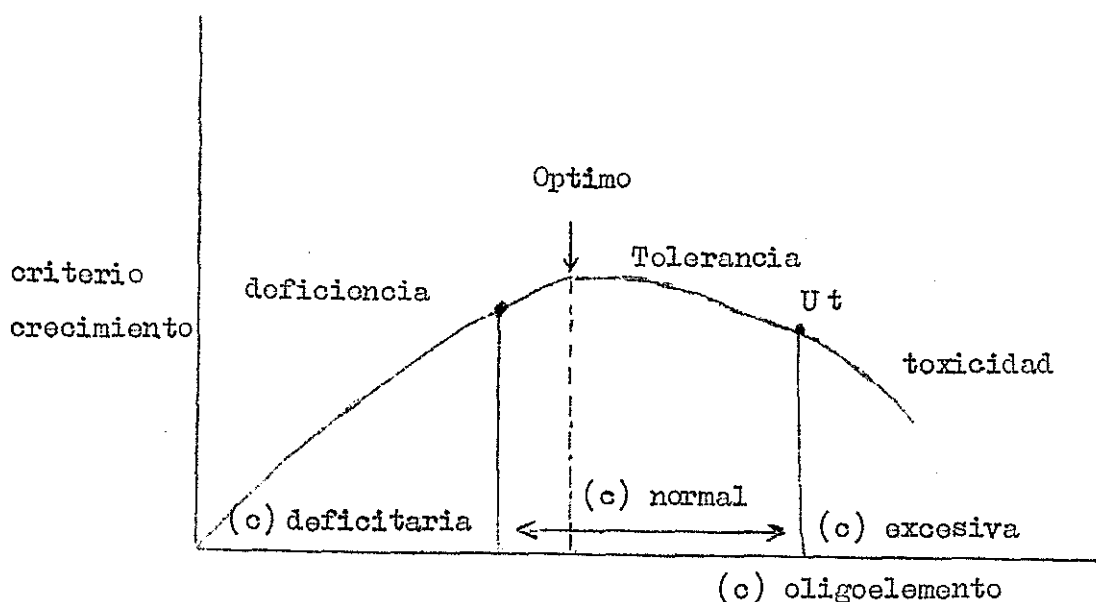
El grupo hierro, cobre, vanadio, molibdeno, cobalto y manganeso se conoce con el nombre de oligoelementos respiratorios por participar en funciones de óxido-reducción (vimos un ejemplo) y de transporte de oxígeno, o en la síntesis de las proteínas encargadas de estas funciones.

Aunque quizás la función más importante de los oligoelementos, en los organismos vivos, sea la catalítica, también los encontramos a veces como elementos plásticos o constitutivos de compuestos estructurales de la célula, pigmentos, etc., o participantes de determinados procesos no enzimáticos (Mielinización de los nervios).

Ya hemos indicado anteriormente que no todos los oligoelementos son necesarios para todos los organismos, sino que mientras unos resultan indispensables para la planta o animal, otros son simplemente útiles e incluso indiferentes. Y un elemento necesario para la vida de un organismo en concentraciones exce-

sivas puede convertirse en perjudicial.

En una gráfica, en la que en ordenadas tuviésemos un criterio de crecimiento, por ejemplo, y en abscisas las concentraciones crecientes de un oligoelemento determinado (esto, dicho sea de paso, es válido tanto para macroelementos como para microelementos, sólo que las concentraciones serían de órdenes diferentes en ambos casos), tendríamos algo así



Es decir, que para una concentración menor que la normal hay deficiencias (síntomas carenciales) hasta llegar a un óptimo, a partir del cual el crecimiento sería insignificante. Una vez sobrepasado el umbral de toxicidad (U_t) el elemento sería perjudicial para esas concentraciones.

Ahora bien, esto no es tan simple como parece, puesto que entre los diversos elementos se dan interacciones que hemos de considerar, de forma que podemos decir en líneas generales, que la curva de acción de un elemento varía cuando cambian las concentraciones de los demás elementos que interaccionan con él.

Estas interacciones pueden ser sinérgicas o antagónicas. Ejemplos de acciones antagónicas serían las siguientes:

- 1) El exceso de cobre o de sulfato puede afectar adversamente las funciones del molibdeno.
- 2) La deficiencia de hierro es aumentada por un exceso de zinc, manganeso y cobre.
- 3) Un exceso de cal reduce la toma de boro.
- 4) El hierro, cobre y zinc pueden reducir la absorción del manganeso.

Por otro lado tenemos que la toxicidad del cobre sobre los frutos cítricos, causadas por el cobre residual de los insecticidas, puede reducirse añadiendo fertilizantes de hierro y fósforo.

Hierro y Molibdeno resultan necesarios para la asimilación del nitrógeno atmosférico por ciertas bacterias.

Estos y otros muchos ejemplos, nos muestran la naturaleza altamente complicada de las transformaciones biológicas en que los micronutrientes aparecen envueltos.

En lo que sigue, daremos una breve idea de la importancia y papel de los oligoelementos más esenciales.

H I E R R O

=====

Practicamente es un constituyente de casi todas las rocas. Los principales minerales de hierro son: clorita, hornblenda y mica (biotita).

Las formas más frecuentes del hierro, en la naturaleza, son las de óxidos, sulfuros y silicatos, aunque los sulfatos ferrosos y férricos son muy importantes. En general, podemos afirmar que el hierro es un elemento abundante en el suelo; un suelo normal puede tener de 0,5 - 5 % de hierro en la superficie. Ahora bien, de forma general, la asimilabilidad está determinada por las condiciones de óxido-reducción:

Hierro ferroso (Fe^{++}), se da en condiciones de aireación pobre, sin drenaje, anaeróbicas.

Hierro férrico (Fe^{+++}), se da en condiciones aeróbicas, esto es, de buena aireación.

El hierro férrico (ejemplo, Fe_2O_3) es muy insoluble y por tanto, poco asimilable por la planta.

En condiciones neutras o alcalinas el Fe es muy poco soluble. Una brusca elevación del pH, ejemplo: por encalado, insolubiliza el Fe, lo que provoca una deficiencia de este elemento.

En condiciones ácidas y reductoras, ocurre una solubilización del hierro, siendo más aprovechable para las plantas. De esta forma, la materia orgánica favorece la disponibilidad del hierro, ya que por descomposición de dicha materia orgánica se acidificará el medio merced al CO_3H_2 formado a partir del CO_2 .

Ahora bien, si la cantidad de materia orgánica es alta y su descomposición se produce en condiciones más o menos anaeróbicas, puede ocurrir una gran solubilización del hierro, que puede perderse por lavado. Es pues necesario un equilibrio entre las zonas oxidadas y reducidas para que no llegue a perderse este elemento.

La necesidad de hierro de los vegetales es muy diferente de unos a otros. He aquí algunos ejemplos:

	<u>Necesidad de Fe</u>
Manzana	
Sandía	< 4 p.p.m.
Pepino	
Plátano	
Zanahoria	4 - 8 p.p.m.
Cebolla	
Tomate	
Espárrago	8 - 16 p.p.m.
Acelga	
Espinacas	> 16 p.p.m.
Perejil	
Hojas de naranjo	50 - 60 - 100 - 120 - 140 p.p.m.

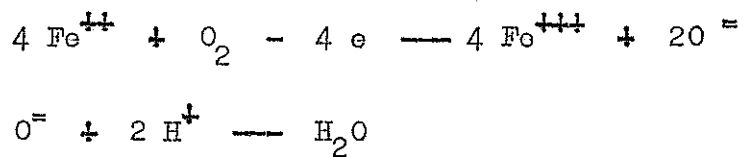
Y aún más que las hojas de naranjo, necesitaría el olivo. Observemos que hemos pasado de límites inferiores a 4 p.p.m. a límites superiores a 140 p.p.m. Hemos de advertir, que aquellas plantas cuyo jugo celular es de pH muy ácido, van a poseer poco hierro en la hoja, puesto que no se acumulará como precipitado. La planta lo tendrá a su disposición, soluble en el jugo celular. Caso de que el pH fuera básico, el hierro se insolubilizaría y precipitaría.

Resulta entonces que las plantas ácido-tolerantes, tienen una gran exigencia de hierro, al no acumularse y ser poco móvil dentro de la planta, pues el hierro es un elemento poco móvil.

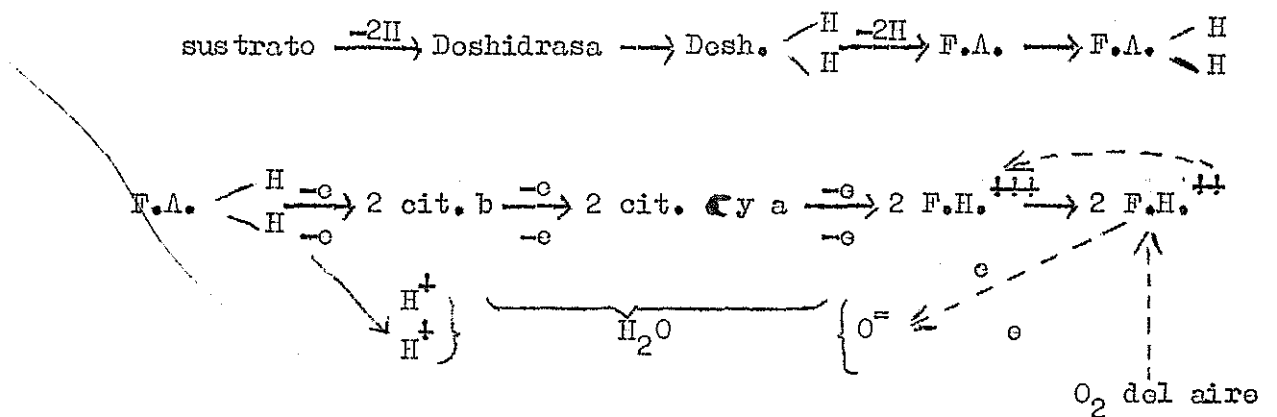
PAPEL FISIOLÓGICO

En los vegetales, el hierro es un constituyente de un precursor de la clorofila, de forma que su ausencia determina la existencia de la llamada clorosis férrica, caracterizada por un amarillamiento de las partes verdes del vegetal. Basta facilitar al cultivo una concentración de hierro de 1 p.p.m. para que desaparezca la clorosis.

Interviene en la formación del llamado fermento hemínico necesario para el transporte de e⁻ en el proceso respiratorio de las plantas, según el esquema:



El esquema general de la respiración sería algo así:



F.A. = Fermento amarillo
 F.H. = Fermento hemínico

Las coníferas calcífugas, leguminosas y plantas afines son las que ofrecen unas necesidades de hierro más marcadas; sus clorosis férricas son muy netas ante carencias de hierro. Es fácil explicárselo, puesto que requieren pocos carbonatos y toleran pH altos. Pero aclaremos que esta carencia puede venir de una mala utilización del hierro en muchos casos, es decir, que aún en casos de clorosis, podemos encontrar un elevado valor para el hierro total. Hierro que en su mayoría se encuentra precipitado.

Evidentemente, y de igual forma, aunque el suelo tenga abundancia considerable de Fe, muchas de sus plantas pueden sufrir deficiencias debido a la insolubilidad del elemento (ejemplo: encalado).

Los síntomas carenciales son diferentes de unas plantas a otras. Citaremos algunos ejemplos dentro de especies cultivadas:

Tabaco.-- Hojas jóvenes con espacios intervenares de color blanquecino, mientras los nervios permanecen verdes. Se produce necrosis.

Tomate.-- Amarilléa el haz de la hoja, aunque no aparecen áreas necróticas.

Patata.-- Las hojas palidecen, las puntas pueden presentar necrosis. Pueden llegar a ser totalmente blancas cuando la carencia es total.

Leguminosas.-- Sufren deficiencias cuando el pH adquiere valores francamente altos (pH mayor de 7,9). Amarillean las hojas adquiriendo un color muy débil.

Citricos.-- Las hojas terminalos de las ramas jóvenes comienzan a tomar un tono amarillo. A medida que la hoja es más vieja, se nota con mayor dificultad el síntoma carencial.

INTERRELACIONES CON OTROS ELEMENTOS

Existe una correlación negativa del hierro con el níquel, en el sentido de que a medida que sube el contenido de hierro, se absorbe menor cantidad de níquel, de forma que el primero puede paliar los efectos perjudiciales del segundo. Algo semejante ocurre con el Molibdeno y el Vanadio (en las relaciones del Fe con estos elementos).

Entre el hierro y el manganeso existe una relación óptima para los diferentes vegetales, por ejemplo:

Judias	—	1,5	-	3,0	}	Fe/Mn
Tomates	—	0,5	-	5,0		

Si esta relación baja, los efectos son perjudiciales para la planta, pues el manganeso es bastante más tóxico que el hierro, por encima de sus dosis normales.

Se sabe también que altas concentraciones de K facilitan la solubilización del hierro.

CORRECCIONES

Cuando se trata de hacer correcciones en el suelo, se suele emplear SO_4Fe , aunque como exista una buena aireación y un pH alto, el Fe se insolubiliza, se oxida y precipita como óxido o hidróxido. En estos casos conviene aplicar sustancias que frenen la oxidación y acidifiquen el medio, como por ejemplo, la materia orgánica.

También se han empleado los quelatos de hierro que impiden su solubilización y oxidación.

Por vía foliar se suministra hierro como sulfato, aunque no resulta muy beneficioso debido a la poca movilidad del hierro.

M A N G A N E S O

=====

Las principales fuentes de manganeso en el suelo son minerales como la Rodocrosita (CO_3Mn), Pirolusita (MnO_2), Rhodonita (SiO_3Mn).

Pero en general, la mayoría de los suelos poseen poco manganeso (0,1 - 0,25 %). En regiones frías es más frecuente la carencia de este oligoelemento, aunque con tratamientos adecuados podemos solubilizarlo.

Veamos en que proporciones ontra el manganeso (las diferentes formas de manganeso), para darnos una idea de su disponibilidad:

En una experiencia se obtuvieron los siguientes valores:

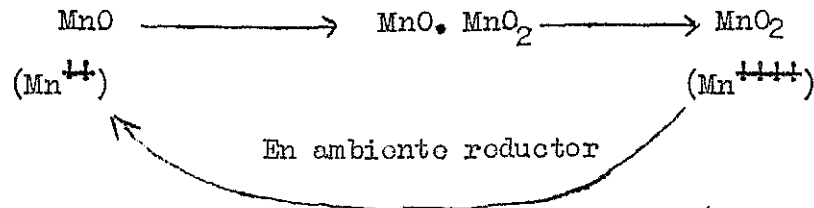
Mn soluble en agua	0,1 - 2,9 p.p.m.
Mn cambiable	15 - 25 p.p.m.
(≡) Mn reducible	82 - 177 p.p.m.
Mn soluble en ClH	455 - 928 p.p.m.

Podemos afirmar que los suelos pesados suelen tener más manganeso que los arenosos, suelos ligeros debido a que en estos suelos ligeros, la movilización y lavado puede darse con mayor facilidad. No obstante, suele haber una proporción muy reducida de manganeso soluble y cambiable en cualquier tipo de suelo.

(≡) No en forma manganesosa, pero con posibilidad de pasar a ella.

Hay suelos como los rojos-pardos, en que la proporción de manganeso cambiabile es elevada comparada con la cantidad de manganeso total.

En el suelo existen formas manganosas y mangánicas, habiendo un equilibrio entre las formas bi y tetraivalentes.



La forma tetraivalente es más soluble, de ahí que se empleen, bajo determinadas condiciones, agentes reductores en la extracción para pasar dicha forma a MnO.

Hemos de tener en cuenta, que con el encalado de los suelos descende la concentración de manganeso soluble y cambiabile.

La influencia del pH en la disponibilidad de Mn para las plantas es manifiesta.

Si el pH es ácido (menor de 6,5) el manganeso se encuentra bajo la forma soluble, siendo asequible para las plantas. En el intervalo de pH 6,5 - 7,5 se oxida el manganeso, haciéndose insoluble. A pH altos, de nuevo pasa a la forma soluble, volviendo a ser asequible para las plantas.

También hemos de contar con la presencia de bacterias oxidantes de manganeso, que en determinadas circunstancias pueden hacerlo insuficiente.

Puede haber gran deficiencia en los suelos con encharcamiento estacional, ya que en condiciones reductoras es soluble, como hemos visto, pero si hay buen drenaje, al irse el agua puede producirse una considerable evacuación de manganeso.

NECESIDAD EN LAS PLANTAS DE MANGANESO

El manganeso tiende a concentrarse en las hojas de las plantas.

La cantidad de dicho elemento que necesitan las diversas plantas es variable. Las leguminosas son las más sensibles a la carencia de manganeso. Otras, como las gramíneas de prado, necesitan menos.

En determinadas circunstancias, el manganeso puede reemplazar al hierro, sustituirle.

Para las plantas, el manganeso asimilable debe ser el soluble junto con el cambiante, puesto que existe una fuerte correlación entre el Mn-planta y Mn-cambiable en suelo.

He aquí una tabla del contenido en manganeso de algunas plantas:

Alfalfa.....	23 p.p.m.
Trébol rojo.....	33 "
Naranjo.....	25-100 "
Olivo.....	50-200 "
Soja.....	160 "
(semilla).....	32 "
Tomate (hoja).....	10-68 "
Espinaca.....	50-117 "
Lechuga.....	20-179 "

PAPEL FISIOLÓGICO

Su papel funcional estriba en el hecho de que actúa como activador de procesos de oxidación-reducción, es decir, en el transporte de oxígeno.

Sería un constituyente de los enzimas respiratorios asociado con el hierro. Es así que un suministro de manganeso puede paliar una aireación insuficiente.

También se relaciona este elemento con una forma de clorofila. En algunas plantas, el color de la hoja está en correlación con el contenido de manganeso.

En suelos de bajo nivel de manganeso, la absorción de nitrógeno nítrico es muy superior a la de nitrógeno amoniacal. En estos casos se observa una gran concentración de nitratos en la planta, pero no pasa este nitrógeno a la forma proteica. Parece ser que el manganeso interviene en la formación de enzimas que intervienen en la biosíntesis proteica.

INTERRELACIONES CON OTROS ELEMENTOS

El hierro puede sustituir, en parte, el manganeso en sus funciones, de ahí que las plantas carentes de manganeso tomen hierro en cantidad y viceversa.

El cobalto parece guardar cierta relación con el manganeso, en el sentido de que facilita su utilización en algunas leguminosas. Esto no ocurre en otro tipo de cultivos.

SINTOMAS CARENCIALES

Tabaco.— Pérdida de color en las hojas jóvenes, seguida de la aparición de manchas necróticas en las hojas. Son plantas pequeñas de color verde-pardo que acaban muriendo.

Tomate.— Aparece una clorosis inicial. Reducción de la floración y desaparición de la fructificación. No aparecen manchas necróticas.

Patatas.— En este caso, junto con la clorosis, aparecen manchas necróticas en las hojas.

Remolacha.— Aparece un punteado en las hojas, debido a la presencia de un pigmento rojo, que en casos extremos puede convertirse en una coloración roja a lo largo de toda la hoja.

Gramíneas.— Presencia de un "moteado" grisáceo a lo largo de la hoja y de sus espacios intervenares.

La avena es de las gramíneas más sensibles a la carencia de manganeso.

Leguminosas.— Color verde pálido en la hoja. Las nervaduras se distinguen con mayor fuerza que en la hoja normal.

Guisantes.— Es afectada la semilla. Aparece deformada.

Citrus.— Manchas de color verde pálido en la hoja. En sus espacios intervenares. En casos de mayor deficiencia este color carencial se extiende a los nervios.

Carencias de manganeso suelen darse en suelos dedicados a pastos, suelos ricos en humus y mal drenados, en suelos ligeros sometidos a riego, condiciones en que este elemento se encuentra en forma reducida, el pH suele ser bajo, de forma que su solubilización y pérdida es frecuente.

Ahora bien, en suelos de acidez ligera, la deficiencia de manganeso es fácilmente corregible por adición de compuestos ricos en este elemento (ejemplo: 25-100 Kg. de $\text{SO}_4\text{Mn}/\text{Ha}$, según los casos). En suelos calizos, donde la insolubilización es grande, se necesita mayor cantidad de manganeso.

La aplicación de estiércol y sustancias ácidas (sustancias orgánicas ácidas) hacen disponible el manganeso. Al aplicarlo a suelos de bajo pH (3 - 5) puede alcanzarse una solubilización tal de manganeso (elevada concentración de Mn^{++} que no es oxidado) que incluso llegue a ser tóxica para la planta, al tomar la relación Fe/Mn valores excesivamente bajos.

BIBLIOGRAFIAFísica de suelos

- BAVER, D.L. 1966.- Soil Physics.- Wiley. New York.
DOUCHAUFOR,- Precis de Pedologie. Paris.

Química de suelos

- GRIMER.9 1968.- Clay mineralogy.- McGraw Hill.
KONONOVA, M.M. 1966.- Soils organic matter, its nature
its role soils formation and soil fertility.
KUBIENA, W.L. 1952.- Clave sistemática de suelos. C.S.I.C.
PEREZ R., J.L. 1968.- Constitución y propiedades fisico-
químicas de las arcillas de suelos del valle del
Guadalquivir. Tesis Doctoral. Universidad de
Sevilla.