

1. LA FRACCION MINERAL DEL SUELO

Luis Ernesto Castillo P.*

1.1. INTRODUCCION

El suelo es el resultado de la acción combinada de varios factores y procesos de diversa naturaleza que ocurren en la superficie de la tierra. Está compuesto por una mezcla trifásica de sustancias sólidas, líquidas y gaseosas. La fase sólida se compone de una fracción orgánica proveniente de la descomposición de residuos vegetales y animales, y una fracción mineral que es el componente en mayor proporción en casi todos los suelos. La sustancia líquida es el agua, y la sustancia gaseosa es el aire (3).

El material inicial del suelo es la roca madre. Su descomposición se opera por la acción de las fuerzas físicas, químicas y biológicas que ofrece el medio, las cuales resultan de la contribución de otros factores como el clima, la topografía y el componente biológico.

La desintegración y meteorización de las rocas es el punto de partida de todos los procesos que intervienen en la formación de los suelos. Estos fenó-

* Agrólogo. Programa de Suelos. Instituto Colombiano Agropecuario. Laboratorio de Suelos Barranquilla. Apartado Aéreo 2316. Barranquilla, Colombia.

menos iniciales originan en primer lugar un rompimiento progresivo del material parental y en segundo término, su transformación en elementos nuevos, diferentes en tamaño y composición, cuya proporción en el suelo determina su aptitud relativa para la agricultura. Estos elementos, llamados los "Separados" del suelo, conforman "la fracción mineral del suelo".

1.2. ORIGEN DE LA MATERIA MINERAL DEL SUELO

La fuente original de la materia mineral son las rocas. Existen tres clases de rocas diferentes: ígneas, sedimentarias y metamórficas. De las tres, las ígneas son las más abundantes; constituyen aproximadamente el 95% de la corteza terrestre. No obstante en la superficie de la corteza, el 75% son rocas sedimentarias y el 25% son rocas ígneas (Figura 1.1).

1.2.1. Las Rocas Igneas.

Las rocas ígneas se forman a elevadas temperaturas por cristalización de los magmas. Según la profundidad a que se consoliden se formarán rocas INTRUSIVAS (profundas), HIPOABISALES (intermedias) y EFUSIVAS O VOLCANICAS. Estas tres clases de rocas se diferencian en general, por el tamaño de los cristales, que es tanto menor cuanto más superficiales. Es importante conocer el tamaño de los cristales integrantes de la roca, dado que existe una relación entre éste y la degradación que pueda tener la roca (15, 9, 17). El mayor tamaño en ígneas intrusivas, producto de temperaturas constantes de formación,

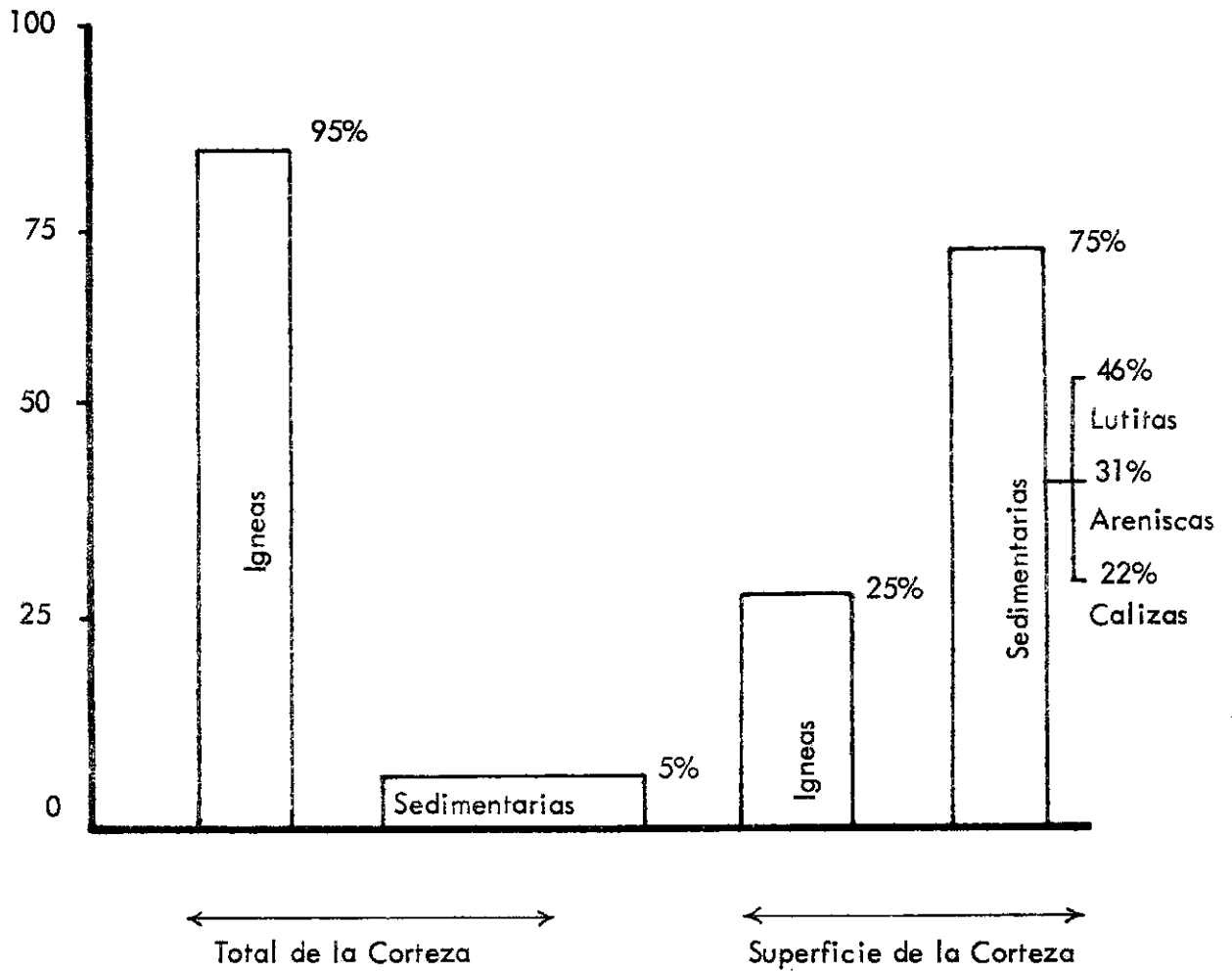


FIGURA 1.1. Importancia pedológica de las rocas Igneas y Sedimentarias de acuerdo a su cantidad. Adaptada de Leet (13).

implica una mayor susceptibilidad a la degradación mientras que las rocas volcánicas que presentan cristales más pequeños son relativamente más resistentes a la degradación.

Para entender la composición química de los minerales del suelo es útil conocer la composición aproximada del magma. Este material es una mezcla silicatada cuyo principal componente es la sílica (45-75%), seguida de la alúmina con un promedio del 15% y una proporción variable de los cationes hierro, magnesio, calcio, y álcalis (9).

Las principales rocas ígneas que interesan desde el punto de vista de su relación con los suelos abarcan una gama de composición ejemplificada por intrusivas, granito, diorita y gabbro y sus correspondientes volcánicas riolita, andesita y basalto (Tabla 1.1). De estos tipos de rocas las más abundantes en la superficie terrestre son el granito y el basalto.

1.2.2. Las Rocas Sedimentarias.

Las rocas sedimentarias son el producto de la acción de la atmósfera y la hidrosfera sobre las rocas ígneas. Esta acción comprende tres etapas complementarias: meteorización e intemperismo, erosión y transporte y deposición.

La meteorización e intemperismo produce por una parte fraccionamiento de la roca y por otra parte descomposición química total o parcial de los minerales. Debido a su importancia pedológica y por ser la primera etapa del origen del suelo, el intemperismo se comenta más en detalle en párrafos posteriores.

TABLA 1.1. Composición química y mineralógica de los principales tipos de rocas ígneas. Adaptada de Wedepohl (18).

Rocas				
	Peridotita (Ultrabásica)	Gabro-Basalto (Básica)	Diorita-Andesita (Intermedia)	Granito-Riolita (Acida)
Oxidos	%	%	%	%
SiO ₂	43.5	48.4	54.5	72.0
TiO ₂	0.8	1.3	1.5	0.4
Al ₂ O ₃	4.0	16.8	16.4	13.9
Fe ₂ O ₃	2.5	2.6	3.3	0.9
FeO	9.8	7.9	5.2	1.7
MnO	0.2	0.2	0.1	0.1
MgO	34.0	8.1	3.8	0.5
CaO	3.5	11.1	6.5	1.3
Na ₂ O	0.6	2.3	4.2	3.1
K ₂ O	0.2	0.6	3.2	5.5
H ₂ O	0.8	0.6	0.8	0.5
P ₂ O ₅	0.05	0.2	0.3	0.2
Minerales	%	%	%	%
Plagioclasa	12.0	56.0	63.0	30.0
Cuarzo	-	-	2.0	27.0
Feldespato de K (y Na)	-	-	3.0	35.0
Anfíbol	-	1.0	12.0	1.0
Biotita	-	-	5.0	5.0
Piroxeno	24.0	32.0	11.0	-
Olivino	59.0	5.0	-	-
Apatita	0.1	0.6	0.8	0.5

Según Malagón (15) las rocas sedimentarias pueden clasificarse de acuerdo a su origen y a su composición así:

Según su origen:

- Clásticas o detríticas, constituidas por fragmentos.
- Piroclásticas, provenientes de expulsión volcánica.
- No clásticas o químicas.

Por su composición:

- Orgánicas.
- Químicas.

La Tabla 1.2 muestra la clasificación de las principales rocas sedimentarias. En este esquema se señalan sólo los grupos generales. sin incluir las transiciones que pueden darse entre grupos, cuando en la composición intervienen dos o más materiales.

1.2.3. Las Rocas Metamórficas.

Cuando las rocas ígneas y las rocas sedimentarias son expuestas a medios drás ticamente diferentes de aquellos bajo los cuales se originaron sufren cambios fisicoquímicos, cuyo resultado son las rocas metamórficas.

TABLA 1.2. Clasificación general de las principales rocas sedimentarias.
Adaptada de González y Malagón (9, 15).

Piroclásticas	Clásticas o Detríticas		Químicas	Orgánicas
	Inconsolidada	Consolidada		
Conglomerado volcánico	Grava (256-2 mm)	Conglomerado	Calizas Apatitas	Calizas Silíceas (diatomitas)
Brecha	Arena (2-0,062 mm)	Arenisca	Silíceas (pedernal)	Turbas
Toba	Limo (0,062-0,005 mm)	Limolita	Salinas (yeso)	
	Arcilla <0,005 mm	Lulita Lodolita		

El metamorfismo se produce por efectos del calor y el aumento de presión (carga), cuando una masa rocosa ígnea o sedimentaria va siendo sepultada progresivamente, dando como resultado una recristalización parcial unas veces y completa otras.

Las rocas metamórficas se clasifican usualmente de acuerdo al tipo y grado de metamorfismo que influyó en la recristalización y según el material original, con forme se muestra en la Tabla 1.3.

TABLA 1.3. Clasificación de las rocas metamórficas. Adaptada de González (9).

Tipos de metamorfismo	Material original	Térmico o de contacto	Dinamotérmico o regional	Dinámico
R. <u>Igneas</u>		-	-	Brecha Tectónica
R. <u>Sedimentarias</u>				
Luñitas		-	Pizarras Filitas	Hornfels
Limolitas			Esquistos Gneis	
Arenisca arcillosa		-	Gneis	-
Caliza		-	Mármol	Mármol
Arenisca pura (arenita)		-	Cuarcita	Cuarcita

1.3. LOS MINERALES DEL SUELO

Desde el punto de vista de la mineralogía de suelos, el estudio de las rocas se centraliza en el estudio de sus constituyentes minerales primarios y su alteración hasta conformar las partículas inorgánicas del suelo.

La composición química de la corteza terrestre, que se muestra en la Tabla 1.4, indica que el oxígeno y el silicio son los dos elementos predominantes.

Por tanto, es de esperarse que los minerales más abundantes serán aquellos compuestos que contengan silicio (Si^{4+}) ligado a oxígeno (O^{2-}). Estos minerales pertenecen al grupo de los silicatos y constituyen el mayor porcentaje en rocas y suelos.

TABLA 1.4. Contenido de los iones más abundantes en la corteza terrestre. Adaptada de Hausenbuiller (11).

Ión	Peso (%)	Volumen (%)
O^{2-}	46,6	93,9
Si^{4+}	27,7	0,8
Al^{3+}	8,1	0,5
Fe^{2+}	5,0	0,4
Mg^{2+}	2,1	0,3
Ca^{2+}	3,6	1,0
Na^{+}	2,8	1,3
K^{+}	2,6	1,8

El grupo genérico de los silicatos se compone de varias familias que se diferencian entre sí por su composición química y su estructura atómica. La composición química se refiere a la clase y proporción de otros elementos presentes en combinación con el Si y el O. La estructura de los minerales se refiere al arreglo espacial de los iones en modelos geométricos específicos,

cuya forma depende del tamaño de los elementos componentes que se unen por enlaces electrostáticos para formar el mineral (Figura 1.2).

De acuerdo con las posibilidades de arreglo estructural se originan los diversos tipos de silicatos, cuya clasificación se da a conocer en los siguientes numerales (8).

1.3.1. Nesosilicatos.

Minerales formados por unidades independientes de $(\text{SiO}_4)^{-4}$ enlazados por cationes divalentes. El olivino, $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_4$, es el más común de estos minerales; es importante fuente de Fe y Mg del suelo. Son abundantes en rocas ígneas básicas y ultrabásicas. Otros elementos que pueden encontrarse en este grupo enlazando unidades tetraédricas son el Zn, Cu, Mn, Ca, Al, Ti, Na y otros de poca o ninguna importancia en suelos .

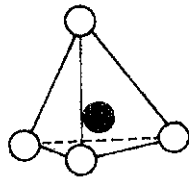
1.3.2. Sorosilicatos.

En este grupo, un oxígeno se une a dos tetraedros vecinos, formando una unidad estructural $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{-6}$. El mineral melilita $(\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7)$ es el más representativo del grupo. Estos minerales no son comunes en suelos .

1.3.3. Inosilicatos de Cadena Sencilla.

En esta estructura cada tetraedro comparte dos oxígenos con tetraedros ve-

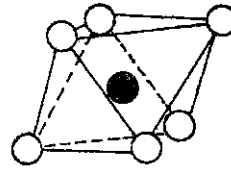
TETRAEDRO



○ = Oxígeno

● = Silicio

OCTAEDRO

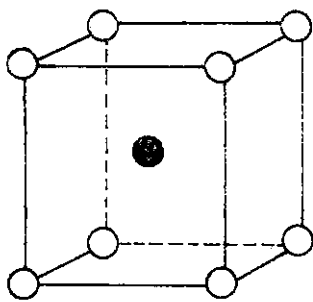


○ = Hidroxilo

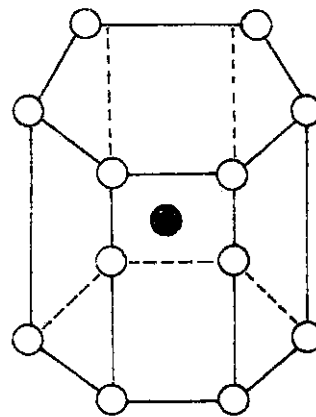
● = Aluminio, Magnesio

● = Cationes

○ = Aniones



CUBO



PRISMA HEXAGONAL

FIGURA 1.2. Modelos Geométricos de la Fracción Mineral de suelo. Tomada de Garavito (8).

cinos, formando cadenas sencillas abiertas cuya relación Si: O es de 1:3.

A este grupo pertenecen los piroxenos, $(Ca, Mg, Al, Fe, Li, Na Si_2O_6)$.

Son comunes en ígneas básicas, principalmente en basaltos y en ígneas intermedias como la andesita.

1.3.4. Inosilicatos de Cadena Doble.

Se generan cuando dos cadenas sencillas se condensan compartiendo 2,5 oxígeno por cada tetraedro. La unidad básica en este caso es $(Si_4O_{11})^{-6}$.

A este grupo pertenecen los anfíboles dentro de los cuales la Hornblenda, $(Ca, Na, Mg, Fe, Al, O_2H_2Si_4O_{11})$ es el mineral más importante en los suelos. Es frecuente en rocas ígneas y metamórficas. Los anfíboles y piroxenos son comunes en suelos jóvenes o medianamente evolucionados, en razón de que sus estructuras les permiten cierta resistencia al intemperismo.

1.3.5. Ciclosilicatos.

Esta estructura es similar a la de los piroxenos, excepto que la cadena se cierra en forma de círculo, de tal manera que los tetraedros se ubican formando anillos hexagonales. Su principal representante es la turmalina $(Na, Ca, Al, Fe, Li, Mg, (BO_3)_3 - Si_6O_{18} (OH)_4)$, por ser una importante fuente de boro.

1.3.6. Filosilicatos.

Estos minerales se conocen como el grupo de los silicatos laminares por participar en su estructura láminas de tetraedros y octaedros cuya relación puede ser de 1:1, 2:1, ó 2:2, según que los iones en coordinación octaédrica unan los oxígenos apicales o grupos OH^- , a oxígenos apicales de las láminas de tetraedros, o que entre las láminas de silicatos de relación 2:1 se inserte una doble capa de hidróxidos.

De los minerales primarios tienen estructura laminar el grupo de las micas, cuyos principales miembros son la biotita y la muscovita. En ambas la relación es 2:1, pero se diferencian en que la muscovita contiene Al^{+3} en la capa octaédrica, mientras que la biotita contiene Mg^{+2} y Fe^{+2} . En ambas micas puede ocurrir sustitución de Si^{+4} por Al^{+3} en las capas tetraédricas quedando el mineral con una carga negativa la cual es neutralizada por iones K^+ ubicados entre las láminas.

Los miembros más abundantes del grupo de los filosilicatos están representados por los minerales secundarios o arcillas.

1.3.7. Tectosilicatos.

En esta estructura se comparten los cuatro oxígenos de cada tetraedro con otros tetraedros para formar una estructura reticular tridimensional.

Los minerales típicos son el cuarzo y los feldespatos. Cuando el Al^{+3} sustituye al Si^{+4} en alguno de los tetraedros del cuarzo (SiO_2) la carga negativa resultante es neutralizada por K^+ , Na^+ ó Ca^{+2} , lo cual origina respectivamente la formación de feldespato potásico (ortosa y microclina), sódico (albita) y cálcico (anortita).

Los dos últimos pueden considerarse como miembros externos de la serie de sustitución isomorfa de las plagioclasas en las que el grado de alteración va aumentando a medida que el mineral es más rico en calcio.

El cuarzo y el feldespato potásico son relativamente altos en rocas ígneas ácidas y metamórficas; los miembros sódicos de las plagioclasas son frecuentes en ígneas intermedias y en metamórficas; los miembros cálcicos, en ígneas cálcicas y en metamórficas.

1.4. INTEMPERISMO DE ROCAS Y MINERALES

En términos generales, el concepto de intemperismo involucra un fraccionamiento y degradación profunda del material parental, bajo condiciones de contacto con la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera, hasta una transformación en productos nuevos en composición y tamaño, diferentes al material original.

Se diferencian dos tipos de intemperismo: intemperismo físico e intemperismo

químico; no obstante, tanto el uno como el otro actúan de manera simultánea, siendo imposible separarlos como tales en la naturaleza.

1.4.1. Intemperismo Físico.

Se refiere a un fraccionamiento de la roca producido por la acción del agua, la temperatura, el viento y los glaciales.

1.4.2. Intemperismo Químico.

La disgregación física de las rocas en el proceso intempérico está acompañada de una descomposición química de las unidades previamente formadas, en la cual ocurren tanto reacciones complicadas como reorganizaciones simples del material, que afectan íntimamente al suelo.

La susceptibilidad de los minerales a la alteración química depende fundamentalmente de las características específicas del mineral, tales como su composición iónica, su estructura atómica, etc., además de las condiciones existentes en el medio, bajo las cuales ocurren los procesos intempéricos.

En la acción del medio ejercen un papel importante el agua y la temperatura como agentes que controlan muchas de las reacciones de intemperismo.

Teniendo en cuenta la resistencia relativa de los minerales silicatados a los procesos de alteración se han agrupado conforme la secuencia que se muestra en la Figura 1.3.

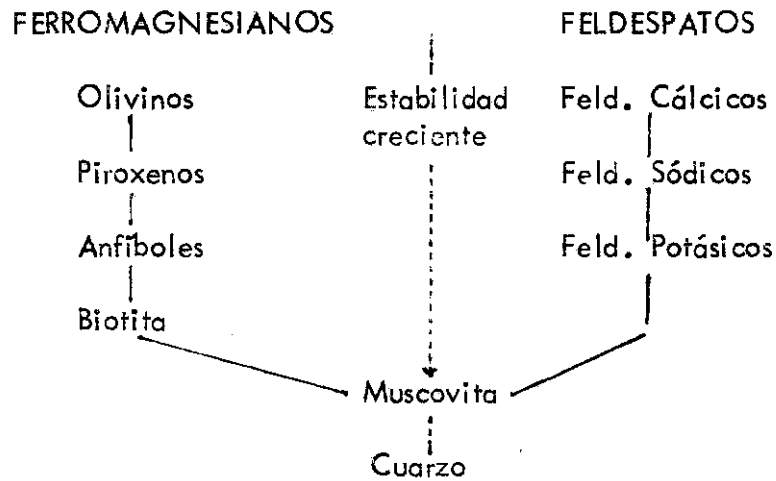
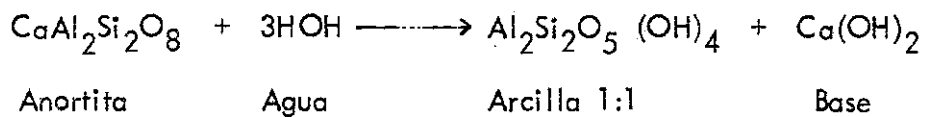


FIGURA 1.3. Estabilidad relativa de los minerales primarios más importantes. Adaptada de Hausenbuiller (11).

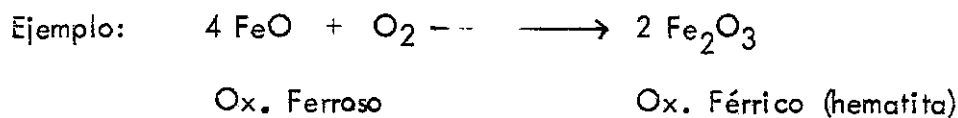
1.4.3. Reacciones Químicas que Intervienen en el Intemperismo.

.1. Hidrólisis. Es la reacción del agua y los elementos o iones de la roca o mineral. Un ejemplo de hidrólisis se muestra para la anortita:



La reacción de hidrólisis es muy frecuente en la formación de minerales arcillosos a partir de silicatos.

.2. Oxidación. Ocurre generalmente por la combinación del oxígeno natural con la sustancia que se intemperiza.



cluyen las fracciones Arena, Limo y Arcilla, las cuales se clasifican por tamaño, según Baver (1) así:

	Sistema Internacional	Sistema Norteamericano
Arena	2 - 0,05 mm	2 - 0,02 mm
Limo.	0.05 - 0,002 mm	0,02 - 0,002 mm
Arcilla.	0,002 mm	0,002 mm

1.5. COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS FRACCIONES ARENA
LIMO Y ARCILLA

1.5.1. Mineralogía de las Fracciones Arena y Limo.

En el estudio mineralógico de las fracciones Arena y Limo se hace referencia generalmente a aquellas partículas comprendidas entre 0,02 y 2 mm de diámetro; el principal elemento para su estudio es el microscopio petrográfico. Según el Sistema Internacional, comúnmente se habla de mineralogía de la fracción arena para referirse a aquellas partículas que en el Sistema Norteamericano se identifican como Arena y Limo grueso, es decir, las comprendidas entre 0,02 y 2 mm de diámetro. El estudio de la fracción Limo fino (0,002 - 0,02), generalmente se lleva a cabo mediante el uso de rayos X, (4, 15).

Para la identificación de los minerales presentes en las fracciones Arena y

Limo grueso se recurre a características ópticas, tales como color natural, capacidad para transmitir la luz, índices de refracción o relieve, carácter óptico, forma del mineral, etc.

Las fracciones Arena y Limo del suelo están compuestas principalmente por minerales primarios y algunos secundarios como carbonatos y óxidos hidratados de hierro y aluminio provenientes de la alteración de los primarios. La clase y proporción de los minerales presentes depende fundamentalmente del tipo de material parental del cual se origina el suelo y de la intensidad de los procesos de alteración que estén ocurriendo en el medio.

En la Tabla 1.5. se muestra la composición mineralógica de dos suelos que contrastan por el contenido de especies minerales tanto en la fracción Arena como en la fracción Arcilla. En el Haplortox de Gaviotas (Vichada) predominan en la fracción Arena minerales resistentes al intemperismo como el cuarzo y el zircón.

Esto está lógicamente asociado con el material de origen del suelo, a partir de sedimentos cuarcíticos policíclicos del Cenozoico, provenientes de la Cordillera Oriental, pobres en ferromagnesianos y feldespatos, lo cual determina que estos suelos tengan una fertilidad pobre, asociada a un alto grado de evolución.

En contraste, el Dystrandept de Pasto (Nariño) contiene una mayor riqueza

de especies minerales fuentes de nutrimentos para las plantas. Los mayores contenidos de feldespatos y ferromagnesianos tienen su explicación lógica, por ser suelos derivados de materiales endesíticos del Cuaternario Reciente, con un grado incipiente de evolución.

TABLA 1.5. Composición mineralógica de las fracciones Arena y Arcilla del horizonte "A" de un Dystrandept y un Haplortox respectivamente derivados de cenizas volcánicas y sedimentos cuarcíticos. Tomada de IGAC (12).

S u e l o	Composición de la Fracción Arena										
	Fracción Liviana (%)				Fracción Pesada (%)						Otros
	Q	Vv	F	Alt.	Op	Pir	An	Mic	Zc	Tur	
Pasto (0-39 cm) Dystrandept	-	15	61	22	15	15	60	Tr	-	-	8
Gaviotas (0-17 cm) Haplortox	97	-	-	3	13	-	-	-	56	17	14

S u e l o	Composición de la Fracción Arcilla								
	Alof	Hal	K	Ver	Mic	Gib	Q	Pirof	Ver-Al
Dystrandept	15	40	-	45	-	-	-	-	-
Haplortox	-	-	65	-	Tr	20	Tr	Tr	10

Q = Cuarzo; Vv = Vidrio volcánico; F = Feldespato; Alt = Alterados;
Op = Opacos; Pir = Piroxenos; An = Anfíboles; Mic = Micas; Zc = Zircón;
Tur = Turmalina; Alof = Alofana; Hal = Haloisita; K = Caolinita
Ver = Vermiculita; Gib = Gibsita; Pirof = Pirofilita.

1.5.2. Mineralogía de la Fracción Arcilla.

.1. Origen y Formación de Minerales Arcillosos. Existen varias teorías que explican el origen de las arcillas, pero en esencia todas coinciden en considerarlas como producto de la alteración de minerales primarios, los cuales su fren dos tipos de fenómenos al ser sometidos a las condiciones del medio:

- Degradación mediante la pérdida de elementos y de su grado cristalino.
- Formación de un nuevo mineral por incorporación de otros elementos.

El tipo de mineral arcilloso formado depende del tipo de catión predominante en el pedosistema, de la relación sílice/aluminio del medio, del pH y de los factores y procesos que ejercen una mayor influencia en la génesis del suelo. En la Figura 1.4, Buckman y Brady (3) sintetizan los procesos fundamentales a través de los cuales los minerales primarios se transforman en minerales de arcilla.

.2. Estructura y Clasificación de las Arcillas. Al hacer referencia a los filosilicatos se mencionaban las arcillas como los miembros más numerosos de este grupo; su característica fundamental es la estructura laminar, resul tante de la combinación de tetraedros de silicio con octaedros de aluminio, magnesio o hierro. Cuando el catión que entra en coordinación octaédrica es el aluminio se requieren $2Al^{+3}$, los cuales ocupan las 2/3 partes de los intersticios dejados por los oxígenos u OH^- , para balancear la estructura (Figura 1.5). Estas láminas se llaman dioctaédricas y el mineral correspon

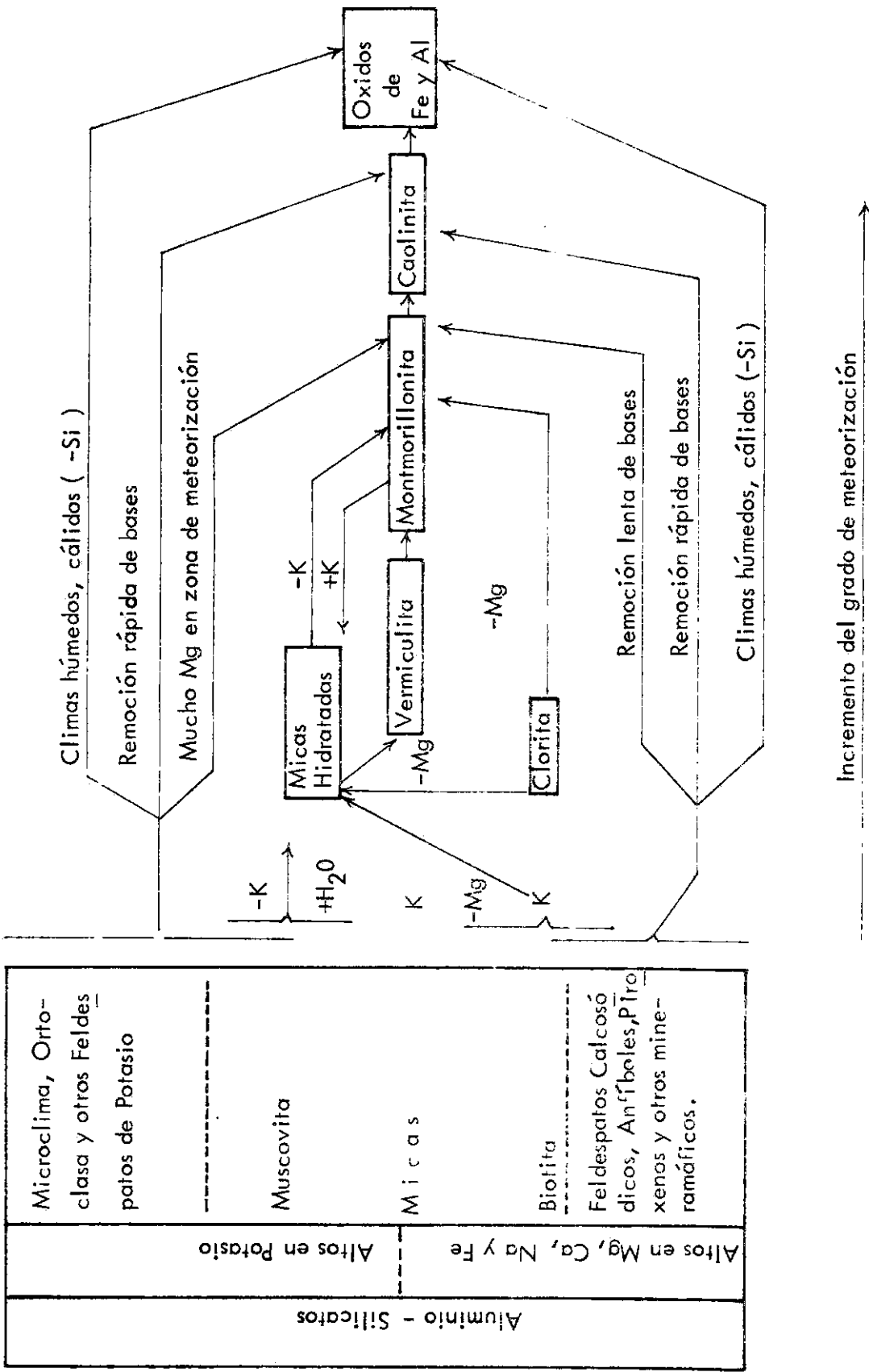


FIGURA 1.4 . Condiciones en que se forman los Arcillo-Silicatos y los Oxidos de hierro y Aluminio. En cada caso la génesis es acompañada por la remoción de cationes como K, Ca, Mg, Na, etc. Tomada de Buckman y Brady (3).

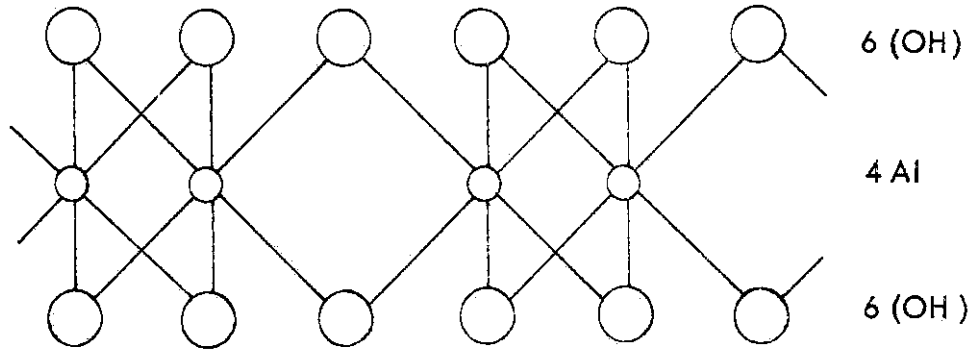


Lámina de Gibbsita

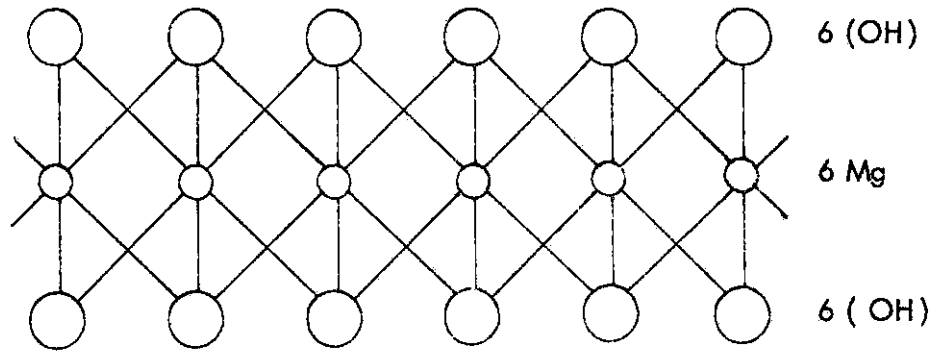


Lámina de Brucita

FIGURA 1.5 . Estructuras laminares de la Gibbsita y la Brucita.

diente es la gibsita, $\text{Al}_2(\text{OH})_6$. Cuando el catión presente es el magnesio, todas las posiciones son ocupadas; en este caso existen 3Mg^{+2} por cada tres octaedros (Figura 1.5), y se habla entonces de minerales trioctaédricos, representados por la brucita, $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$.

El magnesio y otros elementos con dos valencias podrán ocupar los sitios del aluminio en las capas dioctaédricas, presentándose un desequilibrio eléctrico inicial que posteriormente es corregido mediante la inclusión de iones Na^+ , K^+ , etc. En igual forma el Al^{+3} puede sustituir al Si^{+4} en las capas tetraédricas. Estos aspectos estructurales constituyen criterios importantes en la clasificación de las arcillas.

Grim, (10), estableció la clasificación que se muestra en la Tabla 1.6 utilizando como criterio básico el número de capas tetraédricas que se combinan con capas octaédricas para formar estructuras cristalinas. Tanto la clasificación de Grim, como las propuestas por otros mineralogistas (Ejm. Caillère y Hénin, (5)), además de las arcillas cristalinas incluyen también otras, carentes de este tipo de organización estructural constituidas por materiales amorfos.

.1. Materiales alofánicos.

En muchos suelos del área intertropical, particularmente en los derivados de cenizas volcánicas, los materiales alofánicos constituyen un componente importante en la fracción Arcilla.

TABLA 1.6. Clasificación de los minerales de arcilla. Adaptada de Grim (10).

<p>I. AMORFOS: Grupo de la alofana</p> <p>II. CRISTALINAS:</p> <p>1. Tipo de 2 láminas (tetraedro - octaedro)</p> <p>1.1. Equidimensionales: Grupo de la Caolinita (Caolinita, nacrita, etc.).</p> <p>1.2. Elongadas: Grupo de la Haloisita (haloisita, metahaloisita, etc.).</p> <p>2. Tipo de 3 láminas (2 capas tetraédricas y una intermedia dioctaédrica o trioctaédrica).</p> <p>2.1. Expandibles:</p> <p>a) Equidimensionales: Grupo de la Montmorillonita (montmorillonita, vermiculita, etc.).</p> <p>b) Elongadas: Grupo de la Montmorillonita (nontronita, <u>sa</u>ponita, hectorita, etc.).</p> <p>2.2. No expandibles: Grupo de la Illinita.</p> <p>3. Tipo de láminas mixtas, dispuestas regularmente (ordenamiento de capas alternadas); Grupo de Clorita.</p> <p>4. Tipos con estructura en cadena (cadenas similares a Hornblenda con tetraedros enlazados entre sí por grupos octaédricos de O y OH que contienen además Al y Mg. (Ejemplo: Atapulgita, sepiolita).</p>
--

Son una combinación indefinida de sílice y aluminio hidratados, cuya fórmula aproximada es $Al_2O_3SiO_2nH_2O$, con una relación SiO_2/Al_2O_3 que oscila entre 0,82 y 1,55 (2).

En Colombia es bien conocida la presencia de materiales alofánicos en suelos de las cordilleras Central y Occidental, y aún en la cordillera Oriental ocurren en algunas zonas suelos contaminados de cenizas volcánicas. En el ejemplo de la Tabla 1.5 se hace referencia de su presencia en un Dystrandept de Pasto.

Por su elevada superficie específica y capacidad catiónica, su alta capacidad de retención de humedad, su capacidad de fijación de fósforo, su reacción ácida, etc., le comunican a los suelos, en los cuales predominan, un gran número de características químicas y físicas muy peculiares que demandan un uso y manejo especiales.

.2. Grupo de la caolinita.

En este grupo se incluyen otros minerales como la Dickita, Nacrita, Haloisita, etc.

Su estructura está compuesta por una lámina de tetraedros de silicio y una de octaedros de aluminio que configuran una red cristalina de tipo 1:1. Son minerales con tendencia a la expansión y contracción en períodos de humedad y sequía; su superficie específica, CIC, plasticidad y cohesión son bajas com-

paradas con los minerales de tipo 2:1, (Tabla 1.6).

Los materiales caoliníticos son frecuentes en suelos maduros y evolucionados en asocio con gibisita y arcillas integradas clorita-vermiculita. En Colombia estos minerales son frecuentes en la composición mineralógica de suelos de los Llanos Orientales, en la Amazonía y Orinoquía y en otras regiones de Bosque Húmedo y muy Húmedo Tropical, principalmente en el Valle del Magdalena Medio, en el Valle del Río Cauca en Antioquia y en la Costa Pacífica, en las cuales se encuentran distribuidos los Ultisoles y Oxisoles que corresponden a los suelos más evolucionados de la Clasificación Taxonómica Americana (6).

.3. Grupo de la montmorillonita (Smectitas).

Forman estructuras de tipo 2:1. A diferencia de las arcillas 1:1 poseen una alta expandibilidad que permite la entrada fácil de moléculas de agua y cationes hidratados, debido a que los enlaces O-O que ligan las estructuras unitarias son muy débiles. Otras características importantes son su alta superficie específica, CIC, cohesión, plasticidad y pegajosidad.

.4. Vermiculita y minerales relacionados.

La vermiculita generalmente es un mineral trioctaédrico aunque también puede presentarse en forma dioctaédrica, (10). Su estructura, muy similar a la de las micas, es originada por el reemplazamiento del K de éstas por Mg principalmente, con la consiguiente expansión del espacio interlaminar para alojar

una lámina de moléculas de agua y cationes intercambiables.

La presencia de vermiculita en los suelos les confiere dos propiedades muy importantes que inciden directamente en su fertilidad y comportamiento: (1) una elevada CIC y (2) una alta capacidad para fijar K^+ y NH_4^+ .

Datos tomados de diferentes fuentes y sintetizados por Mejía, (16), muestran la existencia de montmorillonita y vermiculita en la composición mineralógica de los suelos de las regiones de la Zona Cafetera, Costa Atlántica, Sabana de Bogotá, Valle del Cauca y Zona del Tolima.

.5. Grupo de la illita.

Dentro de este grupo se identifican minerales micáceos de arcilla. Se originan por sustitución de Si por Al en la lámina tetraédrica, con inclusión de K entre las láminas, para balancear las cargas. A este grupo pertenecen la muscovita, biotita y flogopita. El K actúa como ión estabilizador, manteniendo la red cristalina fuertemente unida. Este efecto estabilizante determina que los minerales de este grupo y los suelos en los cuales predominan posean una expandibilidad, susceptibilidad a la hidratación, CIC, plasticidad, cohesión y superficie específica menores, comparadas con las Smectitas, pero sin embargo, mayores en relación con el grupo de la caolinita. Al igual que con la montmorillonita y la vermiculita se ha reportado su presencia en suelos de las regiones señaladas para estos dos minerales, además de los Llanos Orientales y en cantidades muy bajas en la Amazonía y la Orinoquía.

.6. Grupo de la clorita.

Los minerales de este grupo están conformados por capas alternadas de mica y brucita. Tienen por consiguiente una secuencia laminar (tetraedro-octaedro-brucita-tetraedro-octaedro-tetraedro) por lo cual se les conoce también como minerales 2:1:1 ó 2:2. Las cloritas existen en forma primaria formando parte de esquistos cloríticos o en forma secundaria mediante el cambio de la lámina de brucita por gibsita. Este tipo de cloritas, llamadas comúnmente cloritas aluminicas, se encuentran en regiones ácidas tropicales.

.7. Óxidos hidratados de hierro y aluminio.

Abundantes en suelos del área intertropical y en particular del Trópico Húmedo. Los más importantes son la goetita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) la limonita, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), la hematita (Fe_2O_3) y la gibsita ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

La importancia de estos minerales radica en que tienen capacidad para absorber y fijar tanto cationes como aniones, debido a que su carga neta superficial depende de la absorción o desorción de protones.

Bajo condiciones ácidas, estos óxidos insolubles no son aprovechables para las plantas, lo cual constituye uno de los más serios problemas de fertilidad en suelos en los cuales predominan estos minerales.

1.6. IMPORTANCIA DE LA MINERALOGIA EN LA FERTILIDAD DE LOS SUELOS.

El conocimiento de la composición mineral de los suelos es un aspecto básico en la interpretación y entendimiento de sus propiedades físicas y químicas, de su fertilidad actual y potencial, de su desarrollo genético y una ayuda de gran utilidad para su clasificación taxonómica.

A pesar de que en nuestro medio la mineralogía de suelos tiene más importancia y aplicación en estudios de génesis y taxonomía es inobjetable que su aplicación en investigaciones de fertilidad, tanto potencial como actual, constituye un sólido fundamento para hacer interpretaciones más reales sobre el comportamiento y respuesta de los cultivos a la aplicación de fertilizantes. Los ejemplos de esta aplicación son numerosos. Algunos de ellos son los siguientes:

1.6.1. Elementos Menores.

La fuente más importante de elementos tales como Cu, Fe, Zn, Mn la constituyen los ferromagnesianos y los feldespatos. El aporte específico de algunos grupos de minerales aparece en la Tabla 1.7.

1.6.2. Elementos Primarios.

1. El Fósforo. Los suelos derivados de rocas ígneas y en especial básicas

TABLA 1.7. Minerales formados de rocas y su importancia como fuente de elementos en suelos. Adaptada de Corey (6).

Estabilidad	Mineral	Constituyentes	
		Mayores	Menores
Fácilmente intemperiza- bles	Olivino	Si, Mg, Fe	Mn, Zn, Cu, Mo, Ni, Co
	Grante	Si, Ca, Mg, Fe, Al	Mn
	Augita	Si, Mg, Fe, Al, Ca	Mn, Zn, Cu, Ni, Co, V
	Hornblenda	Si, Mg, Fe, Al, Ca	Mn, Zn, Cu, Ni, Co, V
	Biotita	Si, Mg, Al, Fe, K	Mn, Zn, Cu, Ni, Co, V
	Apatita	Ca, P	F
	Anortita	Si, Ca, Al	Cu, Mn
	Andesita	Si, Ca, Na, Al	Cu, Mn
	Oligoclasa	Si, Na, Ca, Al	Cu
	Albita	Si, Na, Al	Cu
	Ortoclasa	Si, K, Al	Cu
	Magnetita	Fe	Zn, Co, Ni, V
Difícilmente intemperiza- bles	Turmalina	Si, Ca, Mg, Fe, Al	B
	Zircon	Si, Zr	----
	Cuarzo	Si	----

tienen en promedio 2 a 3 veces más P que las sedimentarias, exceptuando las calizas fosfóricas que son fuente comercial de este elemento, (15).

En suelos tropicales el P es uno de los elementos más estudiados por los especialistas en fertilidad por ser un nutrimento que por su baja disponibilidad constituye un factor limitante de primordial importancia en la productividad agrícola. La mayoría de los problemas relacionados con la disponibilidad de P están involucrados en fenómenos de absorción por minerales de arcilla, especialmente materiales amorfos, entre los cuales los sesquióxidos de Fe y Al han sido considerados generalmente como los fijadores más fuertes.

Experimentos llevados a cabo por León (14) sobre la capacidad de fijación de P en algunos suelos de Colombia muestran claramente la importancia de la mineralogía de la fracción arcilla como fundamento explicativo de estos fenómenos. Los resultados de dichos experimentos y la composición predominante de la fracción arcillosa se muestran en la Figura 1.6. Estos resultados ponen de manifiesto que la capacidad de fijación es mayor en suelos donde la alofana está presente, seguida por aquellos donde predomina caolinita, montmorillonita y por último las micas que se comportan como los minerales con menor capacidad de fijación.

.2. El Potasio. La fuente primaria del K del suelo son las micas y los feldespatos potásicos. La microclina, entre los feldespatos potásicos, contiene 16.9% de K_2O ; la muscovita 11.8% y la biotita 10.5%. A pesar de que

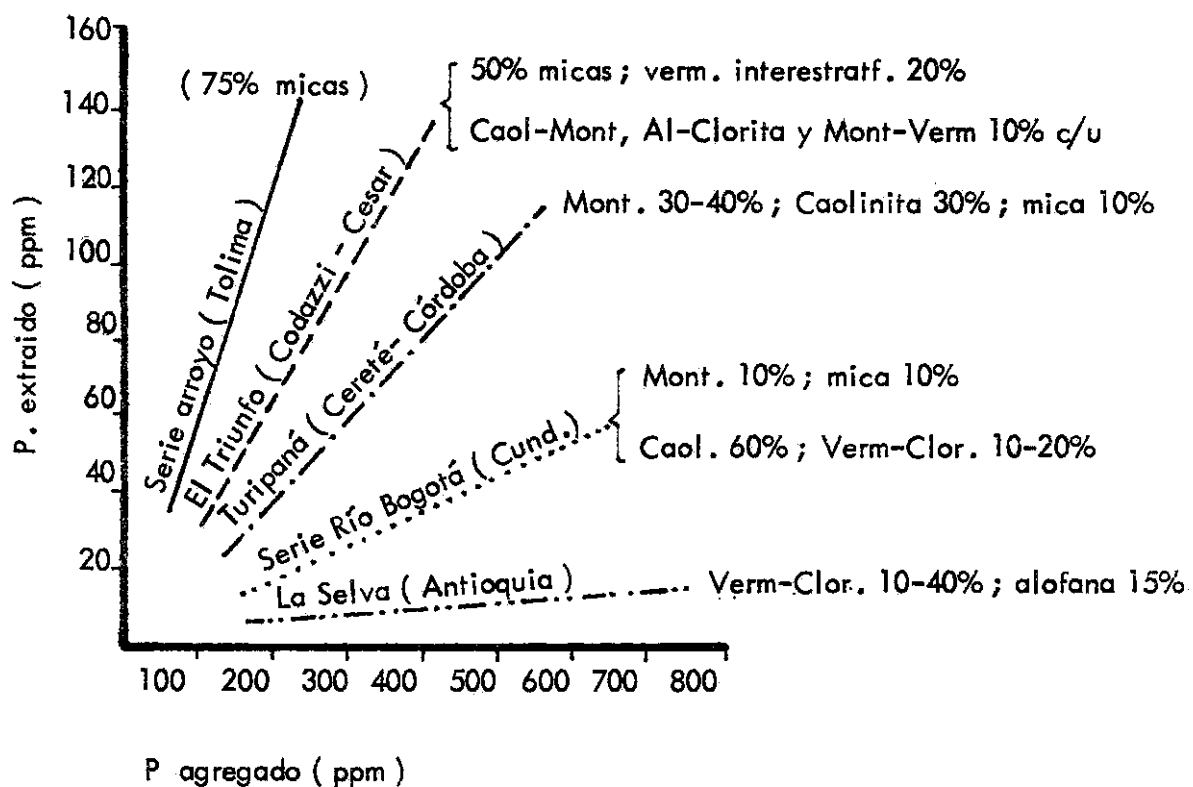


FIGURA 1.6 . Capacidad de fijación de P en algunos suelos de Colombia y su mineralogía correspondiente (arcilla $< 2 \mu$) (14).

el contenido de K_2O en micas sea menor que en feldespatos potásicos se les confiere generalmente a las primeras la mayor importancia como fuente natural de K del suelo, debido a su menor estabilidad frente a los agentes de meteorización.

Entre los minerales secundarios la illita y toda la amplia gama de minerales transicionales formados durante la transformación de la illita a micas hidrata-

das, vermiculita, montmorillonita y clorita son fuentes importantes de K del suelo.

Gran parte de la eficiencia en el aprovechamiento del K por las plantas, bien sea que se trate de K nativo del suelo o suministrado mediante la práctica de la fertilización, está ligada al fenómeno de fijación potásica. La fijación ocurre principalmente en presencia de minerales tipo illita y en menores proporciones con vermiculita y montmorillonita. Este fenómeno consiste esencialmente en que los iones de este elemento presentes en la solución del suelo se introducen en los espacios interlaminares o "huecos" dejados en la estructura de minerales 2:1, de modo que elementos como el K^+ (diámetro 2.66\AA) y el NH_4^+ (2.96\AA) pueden ser retenidos en dichos espacios reduciendo su aprovechabilidad para la planta.

.3. Fijación de NH_4^+ . Al igual que el K, el NH nativo o el suministrado a las plantas a partir de fertilizantes amónicos puede ser fijado por minerales del suelo, principalmente montmorillonita y vermiculita. Parece ser que este fenómeno ocurre durante la formación de los minerales, en virtud de la habilidad que tiene este ión para competir los sitios ocupados por el K.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. BAVER, L. Soil Physics. New York, John Wiley, 1964. 540 p.
2. BIRREL, K.S.; FIELDS, M. Allophane in volcanic ash soils. J. Soil Sci. (Inglaterra) v.3, p. 156-166. 1952.
3. BUCKMAN, H.O.; BRADY, N.C. The nature and properties of soils. 7th Ed. London, MacMillan, 1969. p. 2-150.
4. CADY, G.J. Petrographic microscope techniques. En: Methods of soil analysis. Part I. American Soc. Agron, 1965. p. 604-631.
5. CAILLERE, S.; HENIN, S. Mineralogie des argiles. Paris, Masson, 1965. p. 105-212.
6. COREY, R.B. Química de los elementos menores en suelos. Chapingo, ENA, 1965.
7. CORTES, L.A. Taxonomía de suelos. Bogotá, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección Agrológica, 1976. 470 p.
8. GARAVITO, N.F. Propiedades químicas de los suelos. Bogotá, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección Agrológica, 1974. p. 71-95.
9. GONZALEZ, F. Introducción a la Geoquímica. Washington, D.C., Programa regional de desarrollo científico y tecnológico, Secretaría General de la O.E.A., 1972. p. 45-95.
10. GRIM, R.E. Clay mineralogy. 2nd Ed. New York, McGraw-Hill, 1968. 596 p.
11. HAUSENBULLER, R.L. Soil Science. Principles and practices. Washington, D.C. State University, 1972. p. 10-45.
12. INSTITUTO GEOGRAFICO AGUSTIN CODAZZI. BOGOTA (COLOMBIA). Estudio detallado de suelos del centro de desarrollo integrado "Las Gaviotas". Bogotá, IGAC, 1974. 283 p.

13. LEET, D.L.; JUDSON, S. Physical Geology. 3rd Ed. N. Jersey, Prentice Hall, 1965. p. 73-95.
14. LEON, A. Estudios químicos y mineralógicos de diez suelos colombianos. Agricultura Tropical (Colombia) v.20 no. 8, p. 441-451. 1964.
15. MALAGON, C.D. Mineralogía de Suelos. Bogotá, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección Agrológica, 1975. 822 p.
16. MEJIA, L. Mineralogía del potasio en el suelo y en el material parental. En: Suelos Ecuatoriales. Memorias del V Coloquio de Suelos. Potasio y Micronutrientes en la Agricultura Colombiana. Agricultura Tropical (Colombia) v.9 no. 2, p. 1-18. 1978.
17. PEARL, R.H. Rocks and minerals. 7th Ed. Washington, Barnes Noble Every Day Handbook, 1959. p. 95-106.
18. WEDEPOHL, K.H. Geochemistry. New York, Wiston, 1971. p. 232.