

LA ALTERACIÓN DE LA ROCA MADRE

Ing. Agr. M.Sc. Guillermo S. Fadda

INTRODUCCIÓN

La formación del suelo comprende procesos diversos, entre los cuales la alteración o meteorización del material madre y el desarrollo del perfil del suelo, son de los más importantes. El perfil del suelo se desarrolla a partir del material meteorizado. Estos procesos ocurren simultáneamente en los suelos formados *in situ*. En los suelos desarrollados sobre sedimentos sueltos, el material meteorizado es transportado por el agua, hielo o viento y al ser depositado, empieza el proceso de formación del perfil.

El fenómeno de meteorización, alteración o temperización, se refiere a los procesos físicos, químicos y bioquímicos que producen la desintegración física y la descomposición química de las rocas y de los minerales que las constituyen, los que no están en equilibrio con las condiciones de temperatura, presión y humedad que reinan en las interfases litósfera atmósfera hidrósfera, condiciones que naturalmente son diferentes a las imperantes cuando se formaron.

El material resultante de la meteorización es lo que se denomina la regolita. Los procesos de meteorización pueden ser de naturaleza física, química o biológica.

METEORIZACIÓN FÍSICA

La meteorización física produce sólo la desintegración física de la roca madre, pasando de un estado coherente a un estado suelto o fragmentario. Esta ruptura de la masa rocosa en fragmentos (o clastos) menores, tiene como consecuencia aumentar su superficie específica, mejorando las condiciones para la acción de los procesos químicos y bioquímicos de la alteración.

Los agentes de la meteorización física son la temperatura, el agua, el viento, las sales y las raíces de las plantas.

Temperatura: Los cambios de temperatura hacen que los diferentes componentes minerales de las rocas se expandan y contraigan alternadamente debido al calentamiento diurno y al enfriamiento nocturno, respectivamente. Los coeficientes de dilatación de los diferentes minerales que constituyen las rocas son distintos y dentro de una misma especie mineral es distinto a lo largo de los diferentes ejes cristalográficos. Consecuentemente, estos cambios y/o diferencias de temperaturas crean tensiones diferenciales que ocasionan rupturas y grietas en las rocas y/o minerales que provocan la disgregación mecánica.

Igualmente, debido a una lenta conductividad del calor, la superficie exterior de una roca posee una temperatura distinta a la de su interior, lo que provoca tensiones que pueden llevar a la ruptura de la roca en capas superficiales, fenómeno que se conoce como exfoliación.

Los efectos térmicos actúan especialmente en los ambientes desérticos.

Agua: La acción del agua se ejerce fundamentalmente a través de la presión del hielo y de la acción de desgaste del agua y del hielo en movimiento.

La solidificación del agua en las grietas e intersticios que crean las acciones anteriores, desarrolla presiones que llegan al orden de las 16 t/dm², lo que rompe la roca en fragmentos menores.

El hielo glacial es un agente erosivo de gran intensidad que provoca el desgaste, pulverización y mezcla de los materiales rocosos sobre los que se deslizan.

El hielo es el agente esencial de la disgregación física en los climas árticos y antárticos.

El agua en movimiento al estado líquido es igualmente un agente de desgaste y de erosión importante, especialmente cuando se encuentra cargada de sedimentos. El desgaste de los cantos rodados y arenas fluviales es demostrativo de este efecto. El grado de desintegración en el transporte depende de la dureza de la roca, el tipo de mineral y del cemento aglutinante. Por ejemplo, el desgaste y redondeado de un fragmento de 20 cm a uno de 2 cm de diámetro, en un arroyo con el 2% de pendiente se realiza en 11 Km para el granito, 5 a 6 Km para las pizarras y 1,5 Km para una arenisca.

Viento: El viento, especialmente cuando se encuentra cargado de partículas finas, ejerce un efecto abrasivo importante de las partículas entre sí y sobre las rocas que encuentra a su paso.

Sales: Esta acción está relacionada con las variaciones de volumen y el consiguiente incremento de presión, producidos al cristalizar algunas sales. Este fenómeno se presenta normalmente en climas áridos.

Vegetación: Las raíces de las plantas en crecimiento, especialmente de los árboles, ejercen una fuerte presión que actúa agrandando las grietas en las cuales crecen o provocando una cierta desintegración.

En síntesis podemos decir que la meteorización física consigue aumentar la superficie específica del material madre, lo que facilita los procesos de alteración química posteriores.

La **meteorización física** es el fenómeno esencial de la alteración de las rocas en los climas **fríos y desérticos**.

En los suelos, los guijarros, gravas, arenas y parcialmente el limo son casi completamente, productos de la alteración física.

METEORIZACIÓN QUÍMICA

La meteorización química conduce a cambios en la composición química y mineralógica de las rocas bajo la influencia de los agentes atmosféricos e hidrosféricos.

La alteración de los minerales primitivos o primarios, en general complejos, da nacimiento, ya sea vía transformación o vía síntesis, a minerales más simples, secundarios.

darios, más o menos solubles (carbonatos alcalinos y alcalinos térreos), o coloidales (arcillas, óxidos de Fe y de Al). El conjunto constituye el complejo de alteración.

El complejo de alteración, junto a los minerales residuales, es decir aquellos que no fueron alcanzados por el proceso de alteración, constituyen la fracción mineral de la fase sólida del suelo.

La descomposición resulta de la acción separada o simultánea de los siguientes procesos químicos: solución, hidrólisis, oxidación, reducción, óxido reducción, hidratación y carbonatación.

El agente meteorizante más importante es el agua. Su efecto es más intenso al aumentar su contenido en ácidos o en bases y es influenciado por las condiciones existentes.

Solución: Como efecto de la acción solvente del agua se disuelven primero las sales solubles de elementos alcalinos y alcalinos térreos como cloruros, sulfatos, carbonatos y bicarbonatos. Un ejemplo es la disolución del calcáreo.



Los procesos de solubilización y consiguiente lixiviación, si el drenaje y el agua de percolación es suficiente, llevan a la pérdida de los productos solubilizados. En orden decreciente, las pérdidas alcanzan primero a los cloruros y sulfatos alcalinos y alcalinos térreos (Cl y SO₄ de Na, K, Ca y Mg), luego al yeso (CaSO₄·2H₂O), y en último grado a la calcita (CaCO₃·6H₂O). Esta pérdida provoca el aumento relativo de los productos insolubles. La remoción progresiva de ellos sigue el orden indicado en la serie de Polinov (Tabla 1)

Tabla 1: Pérdida de elementos en orden decreciente.

Cl	S	Ca	Na	Mg	K	Si	Fe	Al
1000	570	30	24	13	12	2	0,4	0,2

Este orden muestra que el cloro y el sulfato se pierden más rápidamente y los menos rápidos el sílice, el hierro y el aluminio. De los elementos básicos el potasio es el que se pierde con menos rapidez. Cuando todos los elementos que se desprenden fácilmente se han perdido, el residuo consiste solamente de sílice, óxidos de hierro y alúmina. La serie de Polinov no incluye a los microelementos conocidos como esenciales para las plantas. Posiblemente estos se movilizan con la misma rapidez que el potasio, pues los suelos seniles son en general deficientes en microelementos.

La **serie de Polinov** muestra cuatro fases diferentes de la meteorización, que son:

FASE I: Incluye los cloruros y sulfatos solubles que tienen la mayor movilidad.

FASE II: Incluyemlos elementos básicos que son removidos mientras la mayor parte de la sílice aún queda.

FASE III: La fase de la sílice, en la que la sílice móvil es eliminada lentamente.

FASE IV: Fase residual, que consiste de materiales inertes especialmente óxidos, oxihidratos e hidróxidos de hierro, aluminio y titanio.

Si el agua de percolación no es suficiente o el drenaje no es adecuado, las sustancias disueltas no se eliminan del perfil, pudiendo recristalizar o generar nuevas especies minerales.

Hidrólisis: La reacción de los minerales con los iones H⁺ y OH⁻ del agua es la forma más importante de meteorización química que puede ocurrir. Esta forma de meteorización afecta de manera especial a los silicatos. La hidrólisis de los silicatos es una reacción lenta. Un ejemplo simplificado es la siguiente ecuación para la hidrólisis de la ortosa:



En la superficie del mineral, los iones H reemplazan a los iones K, de lo que resulta un ácido débil (metasilícico) y una base fuerte (KOH). El resultado del reemplazo del K por el H es el colapso y desintegración de la estructura, continuándose la descomposición hidrolítica:



Formándose hidrargilita y ácido silícico, o bien:



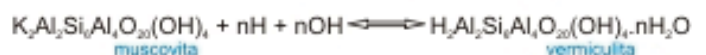
Con formación de alofano, haloisita o caolinita y ácido silícico.

En la segunda y tercera etapa, el Si y el Al se reorganizan con el O y el OH para formar minerales amorfos (hidrargilita, alofano) o cristalinos (haloisita, caolinita). Esta segunda etapa de síntesis de minerales secundarios depende de:

- Lavado de los iones alcalinos y alcalinos térreos liberados en la descomposición.
- Formación de productos poco solubles de hidrólisis (óxidos, hidróxidos).
- Formación de complejos órganos minerales de Fe y Al y su transporte y lavado.

La hidrólisis de la ortosa puede considerarse como modelo para la hidrólisis de otros silicatos como plagioclasas, piroxenos, anfíboles y olivinos.

Otro ejemplo de hidrólisis es el ataque del H al K interlaminar de las micas para producir la illita si el reemplazo es parcial o la vermiculita si el K es totalmente reemplazado.



Como se ha indicado, la hidrólisis es el más importante de los procesos de meteorización química y re-

sulta en la completa desintegración o drástica modificación de los minerales primarios alterables, con formación de nuevos compuestos o minerales secundarios y liberación de elementos nutritivos.

Oxidación: La oxidación es un proceso importante que ocurre en rocas bien aireadas y en materiales de suelos donde la provisión de oxígeno es alta y la demanda biológica de oxígeno es baja. Este proceso se da sobre todo en los minerales que contienen hierro al estado ferroso en sus estructuras. El cambio de tamaño y carga al pasar de ferroso a férrico ocasiona una pérdida de estabilidad del mineral, produciendo su desintegración. Como ejemplos se pueden citar la biotita, la glauconita, los piroxenos y anfíboles.

En otros casos el Fe^{2+} puede encontrarse fuera del cristal y ser simultáneamente oxidado a su forma Fe^{3+} . Por ejemplo en el olivino:



O la piritita:



El manganeso también es liberado por oxidación de los minerales primarios, pero su quimismo es más complejo debido al número de estados de oxidación que posee.

En resumen y generalizando puede decirse que el oxígeno del aire y del agua oxida los óxidos ferrosos y manganesos liberados durante la descomposición hidrolítica a óxidos, oxihidratos o hidróxidos férricos y mangánicos.

Reducción: Los procesos de reducción ocurren cuando en el medio de meteorización el material está saturado con agua (como abajo de una capa freática), la provisión de oxígeno es baja y la demanda biológica de O_2 es alta. El efecto es reducir el hierro a las formas ferrosas muy móviles. En esta forma el Fe^{2+} puede perderse del sistema si existe un movimiento neto del agua subterránea hacia abajo o hacia afuera. Si el Fe^{2+} permanece en el sistema, reacciona para formar sulfuros (piritas) y compuestos relacionados. Esto imparte los característicos colores verdes y verde azulados a los materiales edáficos reducidos.

Oxido Reducción: Un hecho común es la fluctuación de las condiciones de oxidación a reducción, comúnmente cíclicas, en repuesta a las variaciones climáticas anuales. O bien, una etapa de la meteorización puede haberse cumplido bajo condiciones de reducción y otra, bajo condiciones de oxidación. Este cambio puede obedecer a distintas causas como erosión, descenso o ascenso de la capa freática a nivel regional, etc. En estos casos ocurre la reversibilidad de los procesos de óxido reducción.

Con el incremento de la acidez, el Fe^{2+} se torna cada

vez más estable en condiciones oxidantes. Es decir que en sistemas edáficos muy ácidos, podemos esperar encontrar Fe^{2+} , aunque el sistema sea ligera a moderadamente oxidante. El Mn sigue un patrón similar, pero se encuentra en formas reducidas a pH más altos que el Fe. Esto explica por que el Mn migra a mayor profundidad que el Fe en suelos con un gradiente creciente del Eh en profundidad.

Hidratación: La hidratación se refiere a la asociación de moléculas de agua o grupos hidroxilos con minerales, a menudo sin modificación o descomposición del mineral. Ocurre primariamente en las superficies o vértices de los granos minerales, pero en el caso de sales simples puede penetrar en la estructura provocando algunos cambios en sus propiedades. Un ejemplo de este último caso es la hidratación de la anhidrita para formar el yeso:



Carbonatación: El agua natural es en realidad una solución diluida de ácido carbónico. La reacción entre el agua y el ácido carbónico es reversible:



La presencia de CO_2 disuelto en el agua aumenta su actividad solvente. Así los carbonatos de calcio y magnesio son poco solubles en agua pura y en el agua cargada de CO_2 a la presión normal de CO_2 de la atmósfera, pero al aumentar el contenido de CO_2 al 10%, la solubilidad del CaCO_3 llega a 52 mg/l.



De esta forma los bicarbonatos se remueven y queda en las rocas calizas un residuo no calcáreo, arcillas de descalcificación, en la cual se desarrollan los suelos.

METEORIZACIÓN BIOLÓGICA

Son los procesos de descomposición de las rocas que resultan de la acción de organismos. Con anterioridad a la acción de plantas como musgos, hepáticas y helechos que colonizan las rocas frescas, los microorganismos inician el proceso de meteorización extrayendo elementos nutritivos para su metabolismo.

Los principales medios biológicos por los cuales los microorganismos y las plantas descomponen los minerales son la absorción de elementos nutritivos, la secreción de H y la producción de ácidos orgánicos y minerales (H_2CO_3 , HNO_3 , H_2SO_4).

FACTORES DE LA ALTERACIÓN

a) Condiciones climáticas: En especial el régimen de temperatura y de lluvias determinan marcadamente la naturaleza, intensidad y velocidad de la alteración.

Bajo condiciones de escasa humedad, en los ambientes desérticos, predomina la meteorización física, siendo poco intensa y muy lenta la alteración química y biológica.

Bajo condiciones de alta humedad predomina la meteorización química y según sean las condiciones la biológica. A ello debe agregarse el efecto de la temperatura que de acuerdo a la ley de van t'Hoff, incrementa marcadamente la velocidad de las reacciones con su ascenso. Por cada 10°C de incremento se duplica la velocidad de la reacción.

Por esta razón en las regiones árticas y antárticas, la alteración química es muy lenta. Predomina la meteorización física.

En los climas fríos y templados húmedos, la formación de tipos especiales de humus, mor o moder, que generan ácidos orgánicos complejantes, determinan la predominancia de la alteración biológica.

Por el contrario en los climas cálidos subtropicales, tropicales y ecuatoriales la alteración química predomina, determinando una rápida e intensa alteración de los minerales menos resistentes y la aparición de minerales secundarios de neosíntesis muy resistentes como arcillas silicatadas de estructuras tipo 1:1 y óxidos de Fe, Al y Ti.

b) Características físicas: El tamaño de las partículas, su dureza y grado de cementación son tres características físicas que influyen en la meteorización.

Las rocas de cristales grandes son más susceptibles a la alteración mecánica que las rocas de grano fino. Por el contrario, cuando más pequeñas son las partículas, más susceptibles se tornan a la alteración química. Cuando más duras y menos porosas, más resistentes resultan las rocas a la alteración.

c) Características químicas: La composición química y la estructura de cristalización son propiedades que determinan la estabilidad de los minerales.

Los sulfatos, cloruros y carbonatos son minerales inestables por su alta solubilidad.

RESISTENCIA DE LOS MINERALES A LA ALTERACIÓN

La secuencia de alteración o series de estabilidad para los minerales primarios más comunes fue establecida por Goldich (1938).

Este esquema se presenta para las fracciones del tamaño del limo y de las arenas (Figura 1).

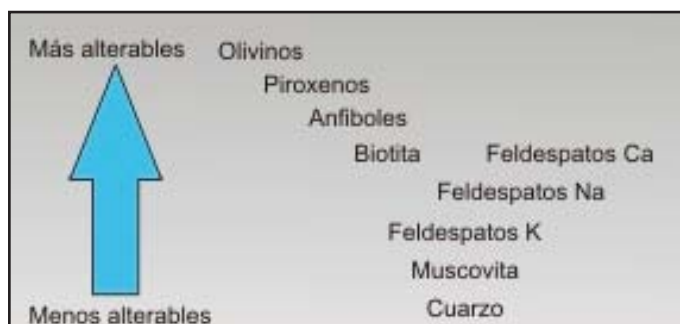


Figura 1: Secuencia de alteración de Goldich.

Esta serie se corresponde con las series de reacción según la temperatura. Los más inestables cristalizan a mayores temperaturas. Igualmente se observa que en la columna de la izquierda hay un aumento de la estabilidad con el incremento de las uniones silícicas.

Así el mineral menos estable, el olivino, está compuesto por tetraedros simples de Si, mientras que en el otro extremo, el cuarzo, el más estable, tiene una completa unión entre los tetraedros de Si.

En el lado derecho o rama feldespática, hay una distorsión decreciente de la estructura desde los feldespatos cálcicos a los potásicos. De allí que la ortoclasa es más estable que las plagioclasas.

Para los minerales que pueden alcanzar el tamaño de las **arcillas**, la mayor parte de los cuales son secundarios, Jackson (1968), propuso la siguiente secuencia compuesta de 13 estadios:

1. Yeso, halita, etc.
2. Calcita, apatita, etc.
3. Olivino, piroxenos, etc.
4. Biotita, glauconita, etc.
5. Albita, anortita, etc., vidrios volcánicos.
6. Cuarzo, crystalita, etc.
7. Muscovita, sericita, etc.
8. Vermiculita, etc.
9. Montmorillonita, etc.
10. Caolinita, haloisita, etc., alofano.
11. Gibsita, bohemita, etc.
12. Hematita, goetita, etc.
13. Anatasa, rutilo, zircón, etc.

Los subrayados corresponden a los minerales primarios.

SÍNTESIS Y TRANSFORMACIÓN DE LOS MINERALES DE ARCILLA

Hasta ahora se trató fundamentalmente de la alteración de los minerales primarios del suelo, pero la síntesis de los minerales secundarios es una etapa muy importante de la meteorización.

Los minerales arcillosos silicatados generalmente se desarrollan a partir de los inosilicatos (piroxenos y anfíboles), de los filosilicatos (micas), y de los feldespatos.

La transformación de estos en minerales de arcilla ocurre en principio por dos procesos:

- 1) Transformación o alteración de su estructura por reemplazos isomórficos, dilución de iones interlaminares, pérdidas de iones centrales en tetraedros u octaedros y desintegración consecuente de los minerales a tamaño coloidal.
- 2) Descomposición de los minerales primarios hasta sus componentes iónicos (elementales), con una recomposición y cristalización subsecuente.

En la Figura 2 están representadas algunas de las posibilidades de alteración o transformación de los diferentes minerales secundarios a partir de diferentes minerales primarios.

La illita se forma en condiciones favorables para la hidratación de las micas y bajo condiciones de moderada a baja concentración de hidrógeno, necesario para el reemplazo parcial del K interlaminares. Si la concentración de H es mayor, el reemplazo de K (y de Mg) es completo y

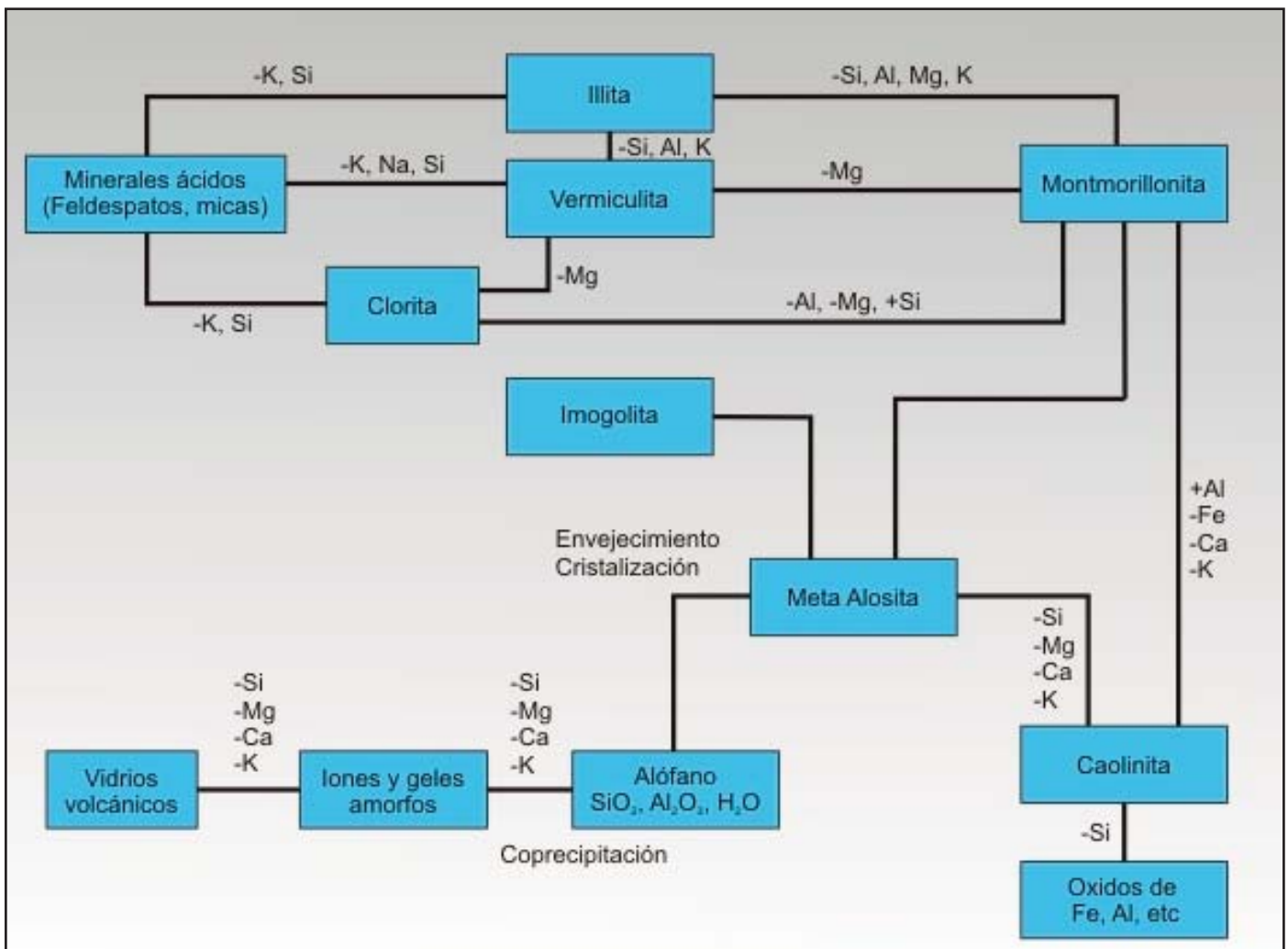


Figura 2: Formación de arcillas a partir de minerales primarios.

se forman vermiculitas y montmorillonitas.

Si la concentración del medio es moderada a alta en Si y Al, la illita es estable, en caso contrario se altera a vermiculita o montmorillonita.

La montmorillonita se puede formar a partir de diferentes minerales primarios cuando las condiciones son favorables o a partir de illita, vermiculitas y cloritas. Una relativamente alta concentración de Si y Mg es requerida para la síntesis de montmorillonita.

Generalmente esto se logra en las vecindades de la descomposición de minerales ricos en Mg e Fe. La alta concentración en Si es lograda por un lento movimiento o la falta de drenaje del agua del suelo.

La montmorillonita es inestable en medios ácidos y de drenaje rápido.

La caolinita es sintetizada bajo condiciones de igual concentración de Si y Al, en medio ácido y esencialmente en ausencia de Mg y otras bases. Por procesos de lavados intensos de bases y acumulación de Al se derivan caolinitas de montmorillonitas.

La goetita y la hematita se forman bajo condiciones de potencial redox relativamente alto y pH medio a alto. La goetita se forma rápidamente por desintegración de minerales ferromagnesianos o por condensación y envejecimiento de geles hidratados amorfos.

La hematita se forma por deshidratación de la goetita.

La gibsita se forma por desilicatación de la caolinita o síntesis en ambientes ácidos de baja concentración en Si y ausencia o baja concentración en bases. Puede formarse igualmente a partir de alófanos y geles aluminicos.

El alófono se forma bajo condiciones de mediana a alta acidez en medios saturados o muy húmedos, por la rápida meteorización de vidrios volcánicos o en limitada extensión a partir de feldespatos. Por procesos de envejecimiento y cristalización el alófono puede dar origen a la metaaloesita, a través de un estado intermedio, la imogolita. Si la pérdida de cationes y Si continúa, pasa a caolinita y posteriormente a óxidos de Fe y Al.

BIBLIOGRAFÍA

- **BUOL, S.W.; F.D. HOLE and R.J. McCRACKEN.** 1973. Soil Genesis and Classification. The Iowa University Press. Ames.
- **CATEDRA DE EDAFOLOGIA.** 1991. 1a. Entrega de Edafología. CEA. UNBA.
- **FASSBENDER, H.W y BORNEMISZA, E.** 1987. Química de Suelos. IICA. Costa Rica.
- **HARDY, F.** 1970. Suelos Tropicales. Herrero Hnos. Sucesores S.A. México.