

ALTERACION HIDROTHERMAL

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en térmicos químicos y termales, en la presencia de agua caliente, vapor o gas. La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma. Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que el debido a la permeabilidad, temperatura y composición del fluido. En efecto, la temperatura del fluido y el pH del mismo son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal, más que la litología. Ej., La asociación mineralógica: cuarzo, albita, feldespato-K, clorita, epidota férrica, illita, calcita y pirita, se ha encontrado en basaltos en Islandia, areniscas en Imperial Valley, riolitas en Nueva Zelanda y andesitas en Indonesia. Esa asociación de minerales de alteración se ha producido en el rango de temperatura de 250°-280°C.

La susceptibilidad a la alteración es variable en los minerales primarios de las rocas. El más reactivo es el vidrio volcánico, frecuentemente alterado primero a ópalo, smectita, calcita o zeolita y luego a minerales de arcilla.

En términos generales se puede establecer un orden relativo de susceptibilidad a la alteración de los minerales, a saber:

Olivino > magnetita > hiperstena > hornblenda > biotita = plagioclasa

El cuarzo es resistente a la alteración hidrotermal y no es afectado hasta temperaturas de 300°C, pero hay evidencias de recristalización del cuarzo a mayores temperaturas. Es relativamente frecuente que en rocas alteradas intensamente cuya textura original ha sido completamente obliterada, se preserven cristales de cuarzo primarios.

La característica esencial de la alteración hidrotermal es la conversión de un conjunto mineral inicial en una nueva asociación de minerales más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La textura original de la roca puede ser modificada ligeramente o completamente obliterada por la alteración hidrotermal.

La alteración hidrotermal es un tipo de metamorfismo que involucra la recristalización de la roca a nuevos minerales más estables bajo las condiciones hidrotermales. La característica distintiva de la alteración hidrotermal es la importancia del fluido hidrotermal en transferir constituyentes y calor. En efecto, la alteración hidrotermal involucra la circulación de volúmenes relativamente grandes de fluidos calientes atravesando las rocas permeables debido a la presencia de fisuras o poros interconectados. El fluido tiende a estar considerablemente fuera de equilibrio termodinámico con las rocas adyacentes y esto genera las modificaciones en la composición mineralógica original de las rocas, puesto que

componentes en solución y de los minerales sólidos se intercambian para lograr un equilibrio termodinámico.

El transporte de materiales involucrados en la alteración de las rocas puede ocurrir por **infiltración** o por **difusión** (transporte por difusión de especies químicas a través de fluidos estancados en los poros de las rocas) o por una combinación de ambos procesos. Si la evidencia geológica muestra que los materiales o componentes químicos se movieron a gran distancia el medio de transporte dominante probablemente fue la infiltración. En sistemas hidrotermales la difusión e infiltración ocurren simultáneamente.

Factores que controlan a la alteración hidrotermal de las rocas.

- a) **Temperatura** y la diferencia de temperatura (Δt°) entre la roca y el fluido que la invade: mientras más caliente el fluido mayor será el efecto sobre la mineralogía original.
- b) **Composición del fluido**; sobre todo el **pH** del fluido hidrotermal: mientras más bajo el pH (fluido más ácido) mayor será el efecto sobre los minerales originales.
- c) **Permeabilidad** de la roca: Una roca compacta y sin permeabilidad no podrá ser invadida por fluidos hidrotermales para causar efectos de alteración. Sin embargo, los fluidos pueden producir fracturamiento hidráulico de las rocas o disolución de minerales generando permeabilidad secundaria en ellas.
- d) **Duración de la interacción agua/roca** y variaciones de la razón agua/roca. Mientras mayor volumen de aguas calientes circulen por las rocas y por mayor tiempo, las modificaciones mineralógicas serán más completas.
- e) **Composición de la roca**; la proporción de minerales: es relevante para grados menos intensos de alteración, dado que los distintos minerales tienen distinta susceptibilidad a ser alterados, pero en alteraciones intensas la mineralogía resultante es esencialmente independiente del tipo de roca original.
- f) **Presión**: este es un efecto indirecto, pero controla procesos secundarios como la profundidad de ebullición de fluidos, fracturamiento hidráulico (generación de brechas hidrotermales) y erupción o explosiones hidrotermales.

Los dos factores iniciales **temperatura** y **composición del fluido hidrotermal** son los más importantes para la mineralogía hidrotermal resultante de un proceso de alteración. Esto es relevante porque las asociaciones de minerales hidrotermales nos dan indicios de las condiciones en que se formaron depósitos minerales de origen hidrotermal.

La **intensidad** de la alteración corresponde a un término objetivo que se refiere a la extensión en que una roca ha sido alterada, mientras que el **grado** de alteración es un término subjetivo que requiere una interpretación basada en la mineralogía de alteración. Sin embargo, se han propuesto los términos **pervasividad** para indicar la intensidad de la alteración y **extensividad** para indicar la distribución espacial de la alteración hidrotermal. Estos últimos términos fueron propuestos para cuantificar porcentualmente la intensidad y extensión de alteración hidrotermal. Sin embargo, en la práctica nunca se generalizó su uso en tal sentido, pero el término **pervasivo** se utiliza corrientemente para referirse a que tan penetrativa es la alteración de las rocas. Una **alteración pervasiva** se refiere a aquella en

que una roca está completamente alterada en todo su volumen, en contraposición a alteraciones poco pervasivas donde la alteración se limita a las vecindades de las fracturas por donde circuló el fluido, pero las partes masivas de las rocas están inalteradas.

Productos típicos de reemplazo por alteración

Aunque como se indicó anteriormente dependiendo de la intensidad de la alteración la mineralogía final hidrotermal puede no ser influenciada por la composición mineralógica inicial de la roca. La composición de algunos minerales proporciona los componentes para ciertos minerales hidrotermales, a saber:

Mineral Original	Productos de reemplazo hidrotermal
Vidrio Volcánico	Zeolitas (Ej. mordenita, laumontita), cristobalita, cuarzo, calcita, arcillas (Ej. montmorillonita)
Magnetita/ilmenita/titanomagnetita	Pirita, leucoxeno, esfena, pirrotina, hematita
Piroxena/anfíbola/olivino/calcita/biotita	Clorita, illita, cuarzo, pirita, anhidrita
Plagioclasa cálcica, biotita	Calcita, albita, adularia, wairakita, cuarzo, anhidrita
Plagioclasa cálcica	Calcita, albita, adularia, wairakita, cuarzo, anhidrita, clorita, illita, caolín, montmorillonita, epidota
Ortoclasa/sanidina	Adularia

Procesos debidos a la alteración hidrotermal

Deposición directa: muchos minerales se depositan directamente a partir de soluciones hidrotermales. Para poder hacerlo es obvio que la roca debe tener pasajes para que el fluido pueda moverse dentro de ellas. Ej. diaclasas, fallas, fracturas hidráulicas, discordancias, zonas brechosas, huecos, poros y fisuras.

El cuarzo, calcita y anhidrita forman fácilmente venillas y relleno de huecos en las rocas, pero también se ha observado localmente clorita, illita, adularia, pirita, pirrotina, hematita, wairakita, fluorita, laumontita, mordenita, prehnita y epidota que deben haberse depositado directamente de un fluido hidrotermal.

Reemplazo: Muchos minerales de las rocas son inestables en un ambiente hidrotermal y estos tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que son estables o al menos metaestables en las nuevas condiciones. La velocidad del reemplazo es muy variable y depende de la permeabilidad de la roca.

Lixiviación: Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales al atravesarlas, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca es deprimida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo donde se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (por la presencia de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual.

La alteración hidrotermal y mineralización concomitante son el resultado de un proceso irreversible de **intercambio químico** entre una solución acuosa y rocas adyacentes. Ciertos componentes son extraídos selectivamente de las rocas de caja y son agregados al fluido y otros componentes (incluyendo metales de mena) son selectivamente incorporados por las rocas (o forman una cubierta sobre ellas) y son removidos del fluido hidrotermal. El resultado de este proceso depende de las condiciones físicas en la interfase fluido-roca y en las cantidades relativas de fluido y roca involucradas en el proceso de intercambio químico (razón agua/roca). Solo la roca alterada es el resultado visible del proceso, porque el fluido es removido del sistema, a excepción de posibles inclusiones fluidas en los minerales precipitados.

Algunos tipos de alteración involucran solo una transferencia en un sentido del fluido a la roca o viceversa, a saber:

	Ganancia o pérdida de
Hidratación / deshidratación,	H ₂ O
Carbonatación / decarbonatación,	CO ₂
Oxidación / reducción,	O ₂
Sulfuración / reducción	S ₂

Estos procesos están controlados por: presión, fugacidad, concentración, actividad o potencial químico de los componentes involucrados. La precipitación o disolución de un mineral también es un procesos en un sentido y el parámetro controlador es la solubilidad.

Las reacciones de **intercambio iónico** son importantes en los procesos de alteración. Ej. el intercambio de Mg²⁺ por Ca²⁺ (**intercambio catiónico**); Las reacciones de intercambio iónico también se conocen como **cambio de base** y corresponden a una reacción por la cual cationes adsorbidos en la superficie de un sólido, tal como un mineral de arcilla o zeolita son reemplazados por cationes en la solución circundante. El intercambio de cationes Ca²⁺ y Na⁺ de plagioclasas por K⁺ para originar feldespato potásico corresponde a este tipo de reacción y caracteriza a la alteración potásica. El intercambio de cationes metálicos de los minerales de una roca por H⁺ corresponde a un caso especial, conocido como **hidrólisis** y es muy importante en la mayoría de los tipos de alteración hidrotermal.

La alteración hidrotermal produce **cambios en las propiedades de las rocas** alterando su **densidad** (aumento o disminución), **porosidad**, **permeabilidad** (aumento o disminución), **susceptibilidad magnética** (usualmente disminuye, pero puede aumentar cuando se deposita magnetita hidrotermal) y **resistividad** (usualmente decrece porque los sulfuros metálicos permiten el paso de corrientes eléctricas, pero masas silíceas producto de alteración pueden ser más resistivas). Simultáneamente con esos cambios físicos pueden ocurrir eventos relacionados o sin relación como fallamiento y formación de diaclasas/fracturas que afectan el proceso de alteración.

El reemplazo, lixiviación y depositación de minerales también causa **cambios químicos** cuya extensión y naturaleza varía mucho, pero los cuales son obviamente función de la mineralogía.

El comportamiento típico de los elementos mayores durante la alteración hidrotermal en rocas volcánicas reaccionando con un fluido caliente son los siguientes:

Elemento mayor	Cambio	Mineral hidrotermal en el que se incorpora
SiO ₂	Agregado	Cuarzo, cristobalita, silicatos
TiO ₂	No cambia	Esfena, leucóxeno
Al ₂ O ₃	Agregado y removido	Muchos silicatos, algunos óxidos.
Fe ₂ O ₃ y FeO	Agregado y removido	Cloritas, pirita, pirrotita, siderita, epidota, hematita.
MnO	No cambia	
MgO	Removido	Clorita, biotita
CaO	Agregado y removido	Calcita, wairakita, epidota, prehnita, anhidrita, montmorillonita, esfena, fluorita, zeolitas, wollastonita
Na ₂ O	Agregado y removido	Albita
K ₂ O	Agregado	Adularia, illita, alunita, biotita
CO ₂	Agregado	Calcita, siderita
S, SO ₃	Agregado	Anhidrita, alunita, pirita, pirrotina, baritina
H ₂ O	Agregado	Todas las arcillas, epidota, prehnita, zeolitas, diasporo, pirofilita, anfíbolos
P ₂ O ₅	No cambia o agregado	Apatita
Cl	Removido	Halita
F	Agregado o no cambia	Fluorita

Reacciones de hidrólisis

La estabilidad de feldspatos, micas y arcillas en procesos de alteración hidrotermal es comúnmente controlada por **hidrólisis**, en la cual K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , y otros cationes se transfieren de minerales a la solución y el H^+ se incorpora en las fases sólidas remanentes. Esto ha sido denominado **metasomatismo de hidrógeno** (Hemley and Jones, 1964).

La **hidrólisis** es una reacción de descomposición que involucra la participación de agua. En geología corresponde a la reacción entre minerales silicatados ya sea con agua pura o con una solución acuosa, en la cual los iones H^+ y OH^- son consumidos selectivamente.

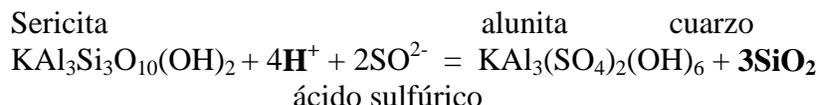
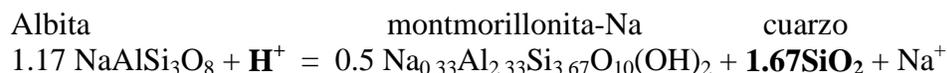
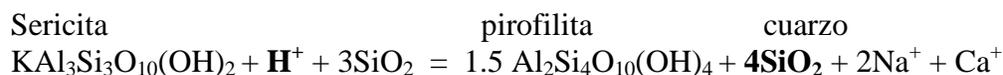
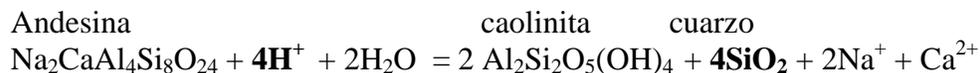


Las **reacciones de hidrólisis son muy importantes en los procesos de alteración hidrotermal** y algunos tipos de alteraciones son el resultado de distinto grado de hidrólisis de los minerales constituyentes de las rocas.

Ejemplo: Alteración hidrotermal de plagioclasa → sericita → arcillas → cuarzo
 En términos químicos esto se puede representar por las reacciones siguientes:



Otros ejemplos de hidrólisis:



Todas estas reacciones implican un empobrecimiento de \mathbf{H}^+ en el fluido hidrotermal, consecuentemente un aumento del pH de la solución hidrotermal. Este fenómeno puede neutralizar fluidos ácidos y la neutralización puede resultar en zonaciones de distintos minerales hidrotermales en torno a conductos hidrotermales. Cabe destacar que en la mayoría de las reacciones de hidrólisis producen como subproducto SiO_2 y esta es la razón porque el cuarzo es omnipresente en rocas alteradas. En situaciones de fluidos muy ácidos como el ejemplificado en la última reacción se pueden hidrolizar incluso micas aluminosas dando origen al sulfato de Al alunita y cuarzo.

Aunque las reacciones de hidrólisis modifican el pH del fluido hidrotermal al alterar los minerales de las rocas, la presencia de ciertos minerales interactuando con soluciones salinas pueden mantener ciertos rangos de pH mientras no se consuman totalmente; estos se conocen como minerales **buffer**. Las series de minerales buffer hacen que las variaciones de pH sean escalonadas y serán importantes para la solubilidad y precipitación de metales.

Clasificación de Alteración Hidrotermal

La alteración hidrotermal produce un amplio rango de mineralogía, abundancia mineral y texturas en distintas rocas. Esto hace que sea complicado tener un criterio uniforme para la clasificación de tipos de alteración. Los autores de mapeos y de estudios de alteración generalmente han simplificado sus observaciones clasificando las rocas alteradas en grupos.

El método más simple es mediante la utilización del mineral más abundante y más obvio en la roca alterada. De ahí derivan denominaciones como:

<u>Denominación</u>	<u>Presencia dominante de</u>
Silicificación	sílice o cuarzo
Sericitización	sericita
Argilización	minerales de arcilla
Cloritización	clorita
Epidotización	epidota
Actinolitización	actinolita
Etc.	

Aunque esta nomenclatura simple se emplea comúnmente, en realidad los minerales de alteración no se presentan individualmente sino que forman ciertos grupos o asociaciones de minerales de alteración.

Otra aproximación al problema de clasificar alteraciones hidrotermales es basarse en los cambios químicos dominantes durante la alteración. Un ejemplo de esto son los términos: metasomatismo de hidrógeno, metasomatismo potásico o metasomatismo de flúor. Sin embargo, esta clasificación no es muy práctica debido a que son varios los elementos que son introducidos o removidos de las rocas en distintas proporciones, lo que complica este tipo de clasificación en detalle.

Es más práctico clasificar las alteraciones hidrotermales por la asociación de minerales de alteración presentes en las rocas. Una asociación de minerales de alteración refleja las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido hidrotermal, mineralogía de la roca original y el tiempo que tomó para lograr un equilibrio termodinámico entre la roca y el fluido.

Se requiere una observación detallada de los minerales y sus texturas para identificar la asociación de minerales correcta. Por otra parte, existe una variedad de términos para designar tipos de alteración basados en este criterio que han usado diferentes autores. Ej. alteración argílica intermedia y avanzada, propilítica, biotita-ortoclasa.

No siempre los términos para tipos de alteración han sido utilizados con un criterio uniforme por distintos autores. Por ejemplo el término alteración fílica fue originalmente propuesto por Burnham (1962) para incluir alteraciones que produzcan filisilicatos, tanto alteraciones sericíticas, como biotíticas. Sin embargo, Lowell y Gilbert (1970) y otros autores en adelante han usado el término alteración fílica a rocas con alteración sericítica o cuarzo-sericítica.

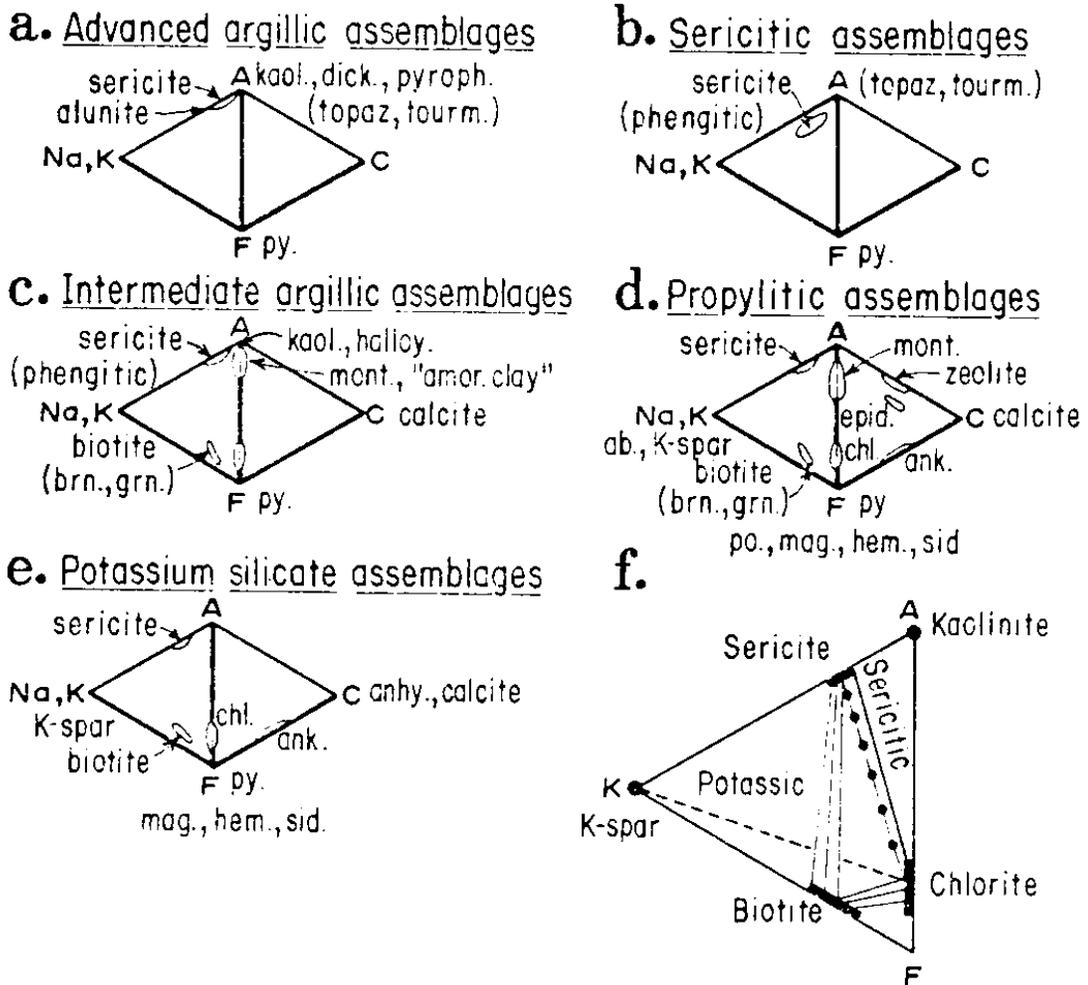


Figura 1 (a-e). Asociaciones minerales de ocurrencia común en los principales tipos de alteración en rocas aluminosilicatadas; el cuarzo usualmente está presente en todas (basado en Meyer y Hemley, 1967). A altas temperaturas se presenta andalucita en alteración argílica avanzada. Puntos entre sericita y clorita indican separación de tipos (tomado de Rose y Burt, 1979).

Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración hidrotermal en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericitica y potásica (Fig. 1).

Propilítica: Presencia de **epidota** y/o **clorita** y ausencia de un apreciable metasomatismo catiónico o lixiviación de alcalis o tierras alcalinas; H₂O, CO₂ y S pueden agregarse a la roca y comúnmente se presentan también **albita**, **calcita** y **pirita**. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

Argílica Intermedia: Importantes cantidades de **caolinita**, **montmorillonita**, **smectita** o **arcillas** amorfas, principalmente reemplazando a plagioclasas; puede haber sericita acompañando a las arcillas; el feldespato potásico de las rocas puede estar fresco o también

argilizado. Hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica.

Sericítica o cuarzo-sericítica: Ambos feldespatos (plagioclasas y feldespato potásico) transformados a **sericita y cuarzo**, con cantidades menores de caolinita. Normalmente los minerales máficos también están completamente destruidos en este tipo de alteración.

Argílica avanzada: gran parte de los minerales de las rocas transformados a **dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo**. Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas en que incluso se rompen los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos originando sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo). En casos extremos la roca puede ser transformada a una masa de **silice oquerosa residual** (“vuggy silica” en inglés).

Potásica: Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico (cambio de base) con la adición de K a las rocas. A diferencia de las anteriores este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350°-550°C. Por esta razón, frecuentemente se refiere a la alteración potásica como tardimagmática y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

Carten (1986) definió la alteración **sódico-cálcica** en las zonas de raíz del pórfido cuprífero Yerrington (Nevada, USA), la que se caracteriza por una asociación de **actinolita, albita-oligoclasa-andesina, epidota, magnetita, clorita, cuarzo, escapolita**. Esta alteración ocurre en la porción profunda de pórfidos cupríferos y se desarrolla en forma simultánea con la alteración potásica a niveles más altos. En muchos estudios los minerales que la caracterizan la alteración sódico-cálcica se atribuían indistintamente a una alteración propilítica “de alta temperatura” y/o a alteración potásica.

Además, existe la alteración tipo **skarn**, la cual corresponde a la transformación de rocas carbonatadas (calizas, dolomitas) a minerales **calcosilicados** en zonas adyacentes a intrusivos. Se caracteriza por la presencia de **granates (andradita y grosularita), wollastonita, epidota, diópsido, idocrasa, clorita, actinolita**. En los casos que los carbonatos son magnésicos (dolomitas) la asociación incluye: **forsterita, serpentina, talco, tremolita, clorita**. Skarn es un término de origen sueco para designar rocas calcáreas metamorizadas, pero su uso se ha generalizado para depósitos minerales relacionados a fenómenos de metamorfismo de contacto y metasomatismo ligados a intrusiones que cortan secuencias de rocas carbonatadas. Es un tipo especial de alteración en la que la litología original es determinante en la asociación mineral resultante.

La alteración tipo **greissen** caracterizada por la asociación: muscovita, feldespato, cuarzo, topacio y/o turmalina. Se asocia a facies neumatolíticas de rocas graníticas y ocurre a temperaturas mayores de 250°C, generalmente en las porciones apicales o cúpulas de batolitos graníticos, donde se atribuye a la acumulación de volátiles provenientes del

magma o por incorporación de fluidos provenientes de la deshidratación de las rocas intruidas.

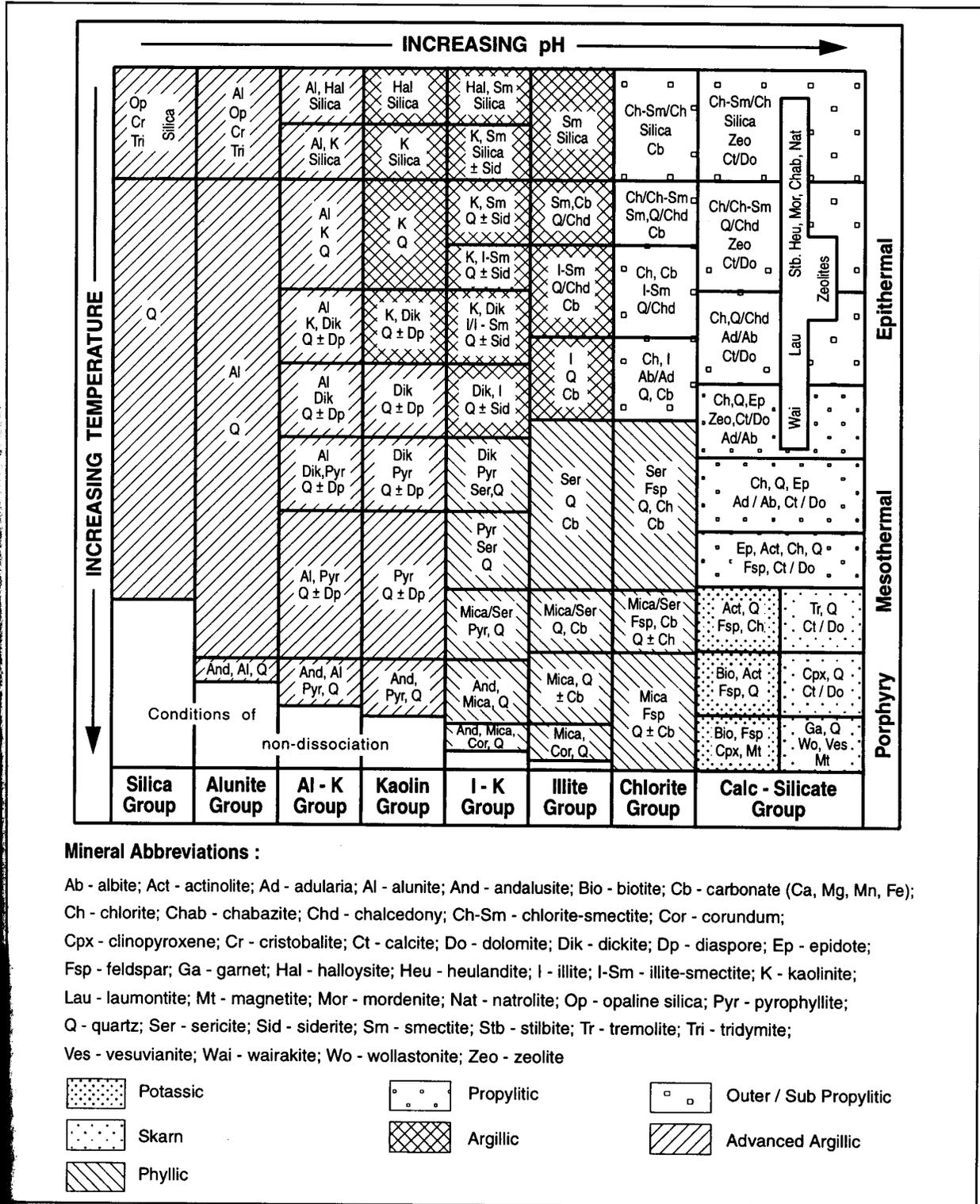


Figura 2. Asociaciones de minerales de alteración comunes en sistemas hidrotermales (tomado de Corbett y Leach, 1998).

Corbett y Leach (1998) publicaron un diagrama de clasificación de tipo de alteración hidrotermal en que se incluyen los principales tipos clásicos de tipos de alteración ordenados en función del pH del fluido y de la temperatura (Fig. 2). Estos autores separaron además grupos caracterizados por ciertos minerales a saber:

Grupo de la Sílice: estos son los únicos minerales estables en forma significativa en fluidos de pH bajo ($< \text{pH } 2$; Stoffregen, 1987).

- Sílice opalina, cristobalita y tridimita ocurren en ambiente superficial de un sistema hidrotermal. Típicamente a $t^{\circ} < 100^{\circ}\text{C}$.
- Cuarzo es el mineral principal a mayores temperaturas.

A pH más altos se forma sílice amorfa a $t^{\circ} < 100^{\circ}\text{C}$.

El cuarzo está siempre presente prácticamente a $> 100^{\circ}\text{C}$, pero se puede formar sílice amorfa de un fluido a 200°C si este se enfría rápidamente.

- Calcedonia generalmente se forma en el rango 100° - 200°C

Grupo de la Alunita: Un fluido con un pH ligeramente superior a 2, forma alunita en un amplio rango de t° (Stoffregen, 1987). Esta se presenta con andalusita a altas t° (típicamente $> 350^{\circ}$ - 400°) y con corindón a temperaturas aún mayores (> 400 - 450°C).

Se han reconocido 4 ambientes de formación de alunita (Rye et al., 1993) en base a datos isotópicos de S y O. Las condiciones de formación de la alunita también puede inferirse por la forma cristalina, por el marco geológico y paragénesis mineralógica.

1.- Alunita calentada por vapor (“steam-heated”) se desarrolla en ambientes superficiales por la oxidación de fluidos con gas H_2S , el cual deriva de un sistema hidrotermal en ebullición en profundidad. La alunita depositada de esta agua calentadas por vapor es usualmente de grano muy fino en cristales pseudo-cúbicos. La alunita calentada por vapor puede encontrarse hasta profundidades de 1 a 1.5 Km, en sistemas en los cuales aguas sulfatadas ácidas descienden en un sistema hidrotermal que se desvanece.

2.- Alunita supergena se desarrolla a partir de la producción de ácido sulfúrico por meteorización de sulfuros. Esta exhibe un hábito pseudo-acicular pobremente cristalino. (generalmente se asocia a otros minerales supergenos como hematita y jarosita).

3.- Alunita magmática se deriva de fluidos de fuente predominantemente magmática y forma cristales bien formados de grano grueso con forma tabular que rellenan fracturas, cementan brechas y depósitos en huecos lixiviados como pseudomorfos de fenocristales o clastos líticos. La alunita formada a mayor temperatura, donde puede estar entrecrecida con muscovita cristalina y/o andalusita, puede estar presente como grandes cristales irregulares que encierran poikilíticamente cuarzo y otras fases, o como cristales euhedrales pseudo-rómbicos.

4.- Alunita de veta/brecha magmática: la alunita se presenta en vetas y brechas que se ha inferido que se han depositado directamente de fluidos ricos en volátiles, los cuales ascienden desde una masa fundida en cristalización. En este ambiente la alunita puede estar presente como cristales prismáticos radiales.

Grupo del caolín: estos minerales derivan de la acción de fluidos de pH moderadamente bajo (aprox. pH 4) y coexisten con alunita en un rango de pH transicional (pH 3-4). La halloysita (arcilla del grupo del caolín) se presenta principalmente como producto de alteración supergena, aunque hay evidencias que se forma en condiciones hidrotermales de muy baja t° . En los sistemas geotermales filipinos se ha identificado una zonación de caolín hidrotermal. La caolinita se forma a profundidades someras en condiciones de baja t° (<150-200°C), y pirofilita se forma a profundidades mayores y a mayor temperatura. En un rango intermedio entre ambos se forma dickita.

Localmente se encuentra diásporo con alunita y/o minerales del grupo del caolín, comúnmente en zonas de intensa silicificación, donde este se forma a expensas de pirofilita por la reacción:

Cuarzo + diásporo \leftrightarrow pirofilita (Hemley et al., 1980)

Grupo de la Illita: En fluidos con un pH 4-6 dominan los minerales del grupo de la illita y coexisten con el grupo del caolín en pH del fluido 4-5, dependiendo de la temperatura y salinidad del fluido. Las relaciones profundidad/ t° del grupo de la illita están bien documentadas tanto de cuencas sedimentarias como de campos geotermales activos. A baja t° se presenta smectita (<100-150°), illita-smectita interlaminada a alrededor de 100-200°C, illita a aprox. 200-250°C, y muscovita >250°C. La sericita es una muscovita de grano fino que puede contener alguna illita y es transicional entre la illita y muscovita bien cristalizada.

El contenido de smectita dentro de las arcillas interlaminadas de illita-smectita decrece progresivamente al aumentar la temperatura sobre el rango 100-200°C. La cristalinidad de la illita y sericita aumentan con el aumento de la t° y pueden monitorearse con análisis de XRD. Los cambios de cristalinidad de la muscovita también pueden ser monitoreados con XRD; al aumentar la t° hay un cambio progresivo desde una mica 1M desordenada a una muscovita bien cristalizada 2M. En algunos sistemas se presenta paragonita (cuando la plagioclasa es albita). La mica de vanadio roscoelita y la mica de cromo fuchsita se presentan cuando los fluidos han migrado a través de rocas máficas.

Grupo de la Clorita: en condiciones levemente ácidas a neutras de pH los minerales clorita-carbonatos son dominantes, coexistiendo con el grupo de la illita en ambientes cuyo pH es 5-6. Clorita-illita interlaminada ocurre a baja t° gradando a clorita a mayor t° .

Grupo de los Calco-silicatos: estos minerales se forman en condiciones de pH neutro a levemente alcalino. En condiciones frías se forma zeolitas-clorita-carbonato y epidota seguida de anfíbolos secundarios (princ. Actinolita) se desarrollan progresivamente a mayores temperaturas. Las zeolitas son particularmente sensitivas a la t° . Zeolitas hidratadas (natrolita, chabazita, mesolita, mordenita, stilbita, heulandita) predominan en

condiciones frías (150-200°C), mientras que las menos hidratadas como la laumontita (150-200°C) y wairakita (200-300°C) se presentan progresivamente en niveles más profundos y calientes del sistema hidrotermal. En algunos sistemas se encuentra prehnita y/o pumpellita a temperaturas de 250-300°C, asociadas a veces con epidota.

La epidota se presenta como granos incipientes pobremente cristalinos alrededor de 180-200°C y como fases bien cristalizadas a temperaturas mayores (>220-250°C). La actinolita es estable en sistemas hidrotermales a temperaturas >280-300°C.

Los **carbonatos** se encuentran en un amplio rango de pH y de temperatura y se asocian con caolín, illita, clorita, y fases calco-silicatadas. Una zonación de minerales carbonatados que se correlaciona con el aumento de pH se encuentra en muchos sistemas hidrotermales. Carbonatos de Fe-Mn (siderita, rodocrosita) coexisten con caolín y arcillas del grupo de la illita, mientras que carbonatos de Ca-Mn-Mg-Fe mezclados (rodocrosita- ankerita-kutnahorita-dolomita) coexisten con arcillas del grupo de la illita y cloríticas, y los carbonatos de Ca-Mg (calcita-dolomita) coexisten con clorita-minerales calco-silicatados. Esta zonación se interpreta como el reflejo de la decreciente movilidad del Fe, Mn y Mg al aumentar progresivamente el pH del fluido. Los carbonatos se presentan típicamente en todos los niveles de sistemas hidrotermales, desde la superficie hasta ambientes de tipo pórfido o skarn.

Los **feldespatos** están asociados tanto con clorita como con minerales calco-silicatados. Los feldespatos secundarios son generalmente estables en condiciones de pH neutro o alcalino. La albita se presenta cuando los fluidos tienen una alta razón a_{Na^+}/a_{K^+} y feldespato potásico a bajas razones a_{Na^+}/a_{K^+} . Adularia se presenta como especie de feldespato secundario de baja t° en sistemas epitermales, mientras la ortoclasa en alta t° dentro de ambiente de tipo pórfido (>350 a 550°C). La adularia se presenta en condiciones permeables de alto flujo de fluido y la albita bajo permeabilidad baja.

Los **sulfatos** se encuentran en amplios rangos de t° y regímenes de pH en sistemas hidrotermales. Mientras la alunita (sulfato de aluminio) se forma en condiciones de bajo pH (<3-4), la anhidrita (sulfato de calcio) se forma a pH más alto y t° >100-150°C, y el yeso en ambientes más fríos. La jarosita es común como mineral supergeno, pero también se presenta en ambientes ácidos someros en sistemas geotérmicos activos.

Existen, además, varias fases minerales conteniendo elementos halógenos (Ej. Boro en turmalina y flúor, cloro y fósforo en apatitas), los cuales indican que los fluidos tuvieron una importante componente volátil magmática. Estos minerales comúnmente se asocian con sericita/mica formada a alta temperatura y bajo moderadamente bajo pH.

REFERENCIAS

- Barnes, H.L., (1967). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (editor), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication.
- Burnham, C.W. y Ohmoto, H. (1980). Late-Stage Processes of Felsic Magmatism. *Mining Geology Special Issue*, No. 8, 1-11.

- Candela, P.A. (1994). Combined chemical and physical model for plutonic devolatilization: A non-Rayleigh fractionation algorithm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2157-2167.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems : Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologist, Special Publication Number 6, 237 pp.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J. (1981). Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 317-391.
- Giggenbach, W.F. (1997). The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 737-796.
- Hemley, J.J. y Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 64, 538-569.
- Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P. and Reed, S.J.B. (1985). Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 317-329.
- Meinert, L.D. (1992). Igneous Petrogenesis and Skarn Deposits. En: *Mineral Deposit Modelling: Geological Association of Canada*, Special Paper 40, 569-583.
- Meyer, C. y Hemley, J.J. (1967). Wall Rock Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235.
- Reed, M.H. (1997). Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 303-366.
- Rose, A.W. y Burt, D.M. (1979). Hydrothermal Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Segunda Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Wiley Interscience Publication, 173-235.
- Titley, S.R. (1992). Characteristics of Porphyry Copper Occurrence in the American Southwest. En: *Mineral Deposit Modelling: Geological Association of Canada*, Special Paper 40, 433-464.