

Capítulo 3

Texturas

Introducción

La Petrografía es la rama de la Petrología que trata la descripción y clasificación de las rocas. La gran variedad composicional, estructural y textural de las rocas ígneas atestiguan sobre la diversidad de condiciones bajo las cuales los magmas se enfrían y cristalizan. El nucleamiento y crecimiento de los minerales y la eficiencia con que ellos se equilibran con el líquido que se enfría y desde el cual se forman, son fuertemente dependientes de las propiedades físico-químicas del sistema y de la velocidad de enfriamiento del cuerpo y de la roca de caja. Por lo que las relaciones entre los minerales y/o vidrio, son algo más que meras descripciones de las rocas, sino que brindan importante ayuda en la interpretación de la génesis e historia de las rocas.

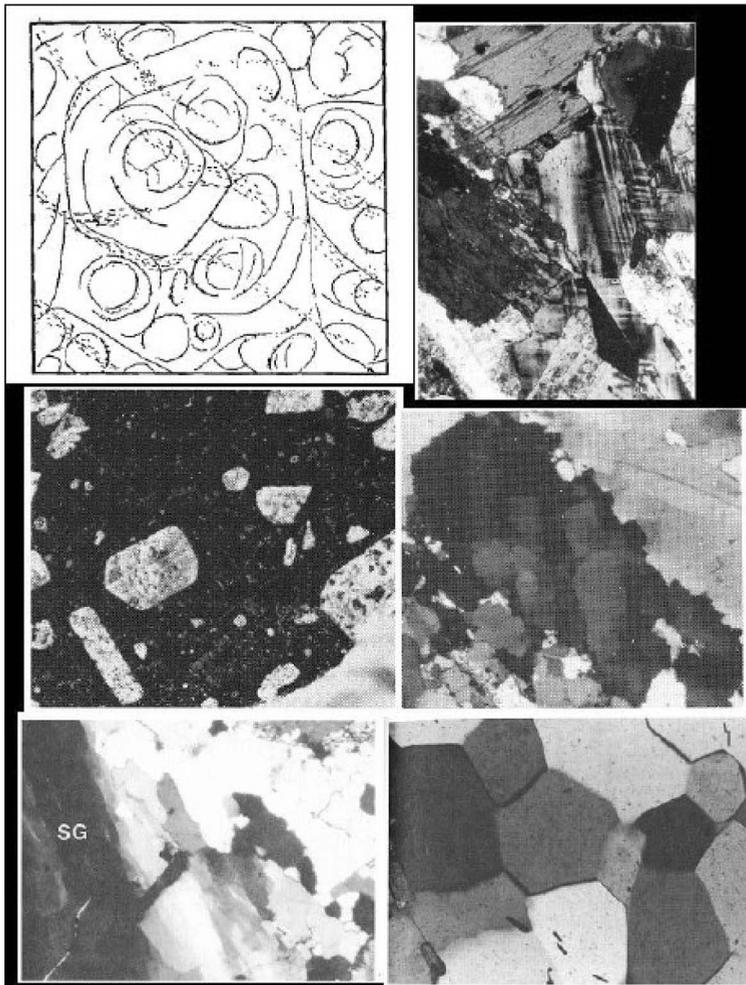


Fig. 3-1. Texturas básicas: A) Vítrea. B) Secuencial. C) Porfídica. D y E) Deformada. F) Cristaloblástica.

Los términos textura y estructura son tradicionales y su uso está muy generalizado por los petrógrafos, pero los límites ambiguos de aplicación de los mismos ha llevado a muchos a integrar estos dos términos bajo el concepto de Fábrica, aunque nosotros mantendremos el uso del término textura para observaciones a escala pequeña y estructura para observaciones mesoscópicas, aunque sin descartar el uso de fábrica. Las texturas de los diferentes tipos de rocas pueden ser agrupados en seis tipos básicos: vítrea, secuencial, clásica, deformada y cristaloblástica (Fig. 3-1). Los dos primeros son claramente ígneas, mientras que las restantes son metamórficas. Todos los demás tipos de fábricas son esencialmente variantes o combinaciones de estos tipos básicos.

Las fábricas que se observan en las rocas ígneas resultan de numerosos procesos que pueden ser agrupados en dos categorías principales. Las Texturas Primarias, que tienen lugar durante la cristalización ígnea y son el resultado de las interacciones entre los minerales y el fundido. Las Texturas Secundarias, son alteraciones que tienen lugar después que la roca ha alcanzado el estado sólido.

Texturas Primarias (interacción fundido/cristal)

La formación y crecimiento de cristales, tanto desde un fundido o en un medio sólido (crecimiento de minerales metamórficos), involucra tres procesos principales: 1) Nucleamiento inicial del cristal; 2) Crecimiento subsecuente del cristal; y 3) Difusión de las especies químicas a través del medio que lo rodea, hacia las caras de los cristales en crecimiento.

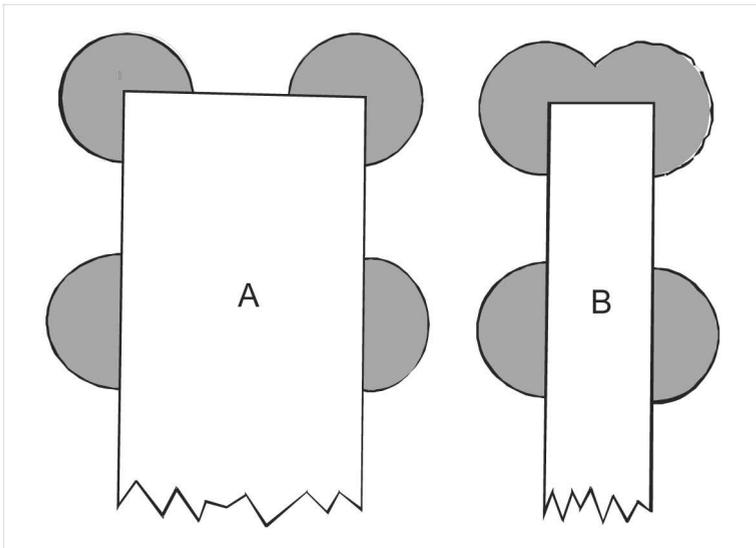


Fig. 3-2. A – El volumen de líquido disponible (gris) disponible en cada vértice es mayor que para las caras. B – El volumen disponible de líquido en el extremo de un cristal es mayor, lo que permite el desarrollo acicular del mismo.

La nucleamiento, es el paso inicial crítico de desarrollo de un cristal. Cristales iniciales muy delgados, tienen alta relación de superficie a volumen y por lo tanto una gran proporción de iones en la superficie. La superficie de los iones tiene cargas no balanceadas, porque aún no se ha completado el desarrollo del enrejado cristalino, para balancear las cargas

del interior. El resultado es una alta energía de superficie de los cristales iniciales y por lo tanto baja estabilidad. El agrupamiento de unos pocos iones compatibles en un fundido que se enfría, tienden espontáneamente a agruparse, cuando se alcanzan las condiciones de saturación a una temperatura. En tales condiciones, la cristalización es posible, sin el requisito previo del nucleamiento. Pero antes de que la cristalización sea posible, un tamaño crítico de agrupamiento o núcleos de cristales deben formarse. Esto requiere cierta sobresaturación o de sobreenfriamiento (enfriamiento del fundido por debajo de la temperatura de cristalización del mineral).

Distintos estudios indican que los cristales con estructuras simples tienden a nuclearse más fácilmente que aquellos de estructuras más complejas. Por ejemplo, óxidos (magnetita o ilmenita) y olivino, en general se nuclean más fácilmente (con menos sobreenfriamiento, que las plagioclasas, que tienen polimerización Si-O más compleja).

El crecimiento de cristales, involucra la adición de iones sobre los cristales existentes o núcleos de cristales. En estructuras simples con alta simetría, las caras con alta densidad de puntos en la red ($\{100\}$ y $\{110\}$), tienden a formar caras más prominentes (Fig. 3-2). En silicatos más complejos esta tendencia puede ser sobrecargada por crecimiento en direcciones preferenciales, con cadenas sin interrupción y enlaces fuertes. Así las piroxenas y anfíboles tienden a alargarse en las direcciones de las cadenas Si-O-Si-O y las micas tienden a crecer en las direcciones de las hojas de los silicatos. En general las caras con baja energía prevalecen sobre las de alta energía, considerando que cuando la energía de un sistema es baja, es más estable. La energía de superficie de las diferentes caras puede variar marcadamente con el cambio de condiciones, así que la forma de un mineral particular puede variar de una roca a otra. Cuando el sobreenfriamiento se incrementa, los minerales cambian, desde bien facetados a aciculares, dendríticos y finalmente esferulíticos.

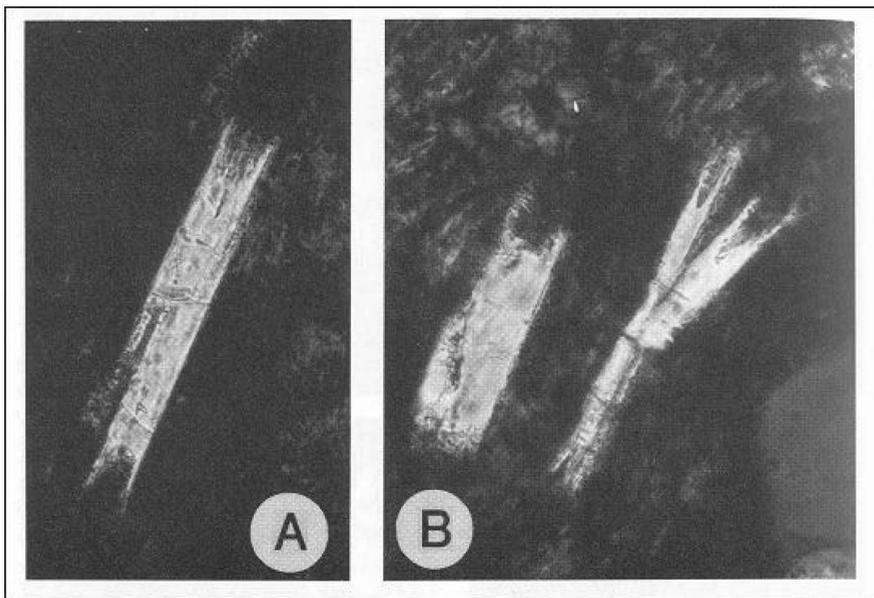


Fig. 3-3. Plagioclasa “cola de golondrina”, en traquitas (longitud tablillas 0,22 mm).

Los procesos nucleamiento, crecimiento y difusión están involucrados en el desarrollo de los minerales, por lo que se deben considerar sus influencias relativas sobre las fábricas de las rocas que resultan. A estos debe agregarse la velocidad de enfriamiento del magma. Si

la velocidad de enfriamiento es muy lenta, el equilibrio se mantiene entre cristales y líquido, pero si el enfriamiento es más rápido, puede resultar un significativo sobreenfriamiento y falta tiempo para que se pueda producir nucleamiento, crecimiento y difusión. La velocidad de enfriamiento es una variable que tiene control externo y de gran influencia en la formación de los cristales, por lo que toda la información textural que se puede observar es utilizada para su interpretación.

Las relaciones de nucleamiento y crecimiento de cristales son fuertemente dependientes del grado de sobreenfriamiento del magma. Originalmente el sobreenfriamiento mejora estas relaciones, pero con el mayor enfriamiento decrece la cinética y se incrementa la viscosidad, por lo que se inhiben estas relaciones. Como se ilustra en la Fig. 3-3, la máxima relación de crecimiento tiene lugar a altas temperaturas, que también produce la máxima relación de nucleamiento, porque es más fácil agregar átomos a las superficies de los cristales en crecimiento, una vez que se forman los cristales embrionarios. Con el sobreenfriamiento se inhibe progresivamente el crecimiento, porque los átomos tienen dificultad para moverse y ubicarse en la superficie de los cristales en crecimiento, por lo que crecen pocos cristales y es más fácil nuclearse como acumulaciones locales que moverse a cierta distancia. La Fig. 3-4 nos ayuda entender como la velocidad de enfriamiento afecta al tamaño de grano de las rocas. El sobreenfriamiento tiene lugar cuando las temperaturas caen por debajo del punto de fusión y antes que la cristalización tenga lugar. Por ejemplo, si la relación de enfriamiento es lento, sólo escaso sobreenfriamiento será posible (temperatura T_a), ya que el nucleamiento es muy lento y la relación de crecimiento es muy alta. Así pocos cristales se forman y ellos adquieren gran tamaño, resultando una fábrica de grano grueso, que es común en las rocas plutónicas. En las rocas que se enfrían más rápidamente, puede haber un sobreenfriamiento significativo, antes que los cristales comiencen a cristalizar. Si las rocas son sobre-enfriadas en T_b , la relación de nucleamiento excede a la relación de crecimiento, y muchos cristales pequeños son formados, resultando una fábrica de grano fino, típica de rocas volcánicas. Cuando hay muy alto grado de sobreenfriamiento (T_c) puede ser insignificante las relaciones de nucleamiento y crecimiento, tal como ocurre en los líquidos solidificados a vidrio, con pocos cristales o sin ellos.

Dos estadios de enfriamiento pueden crear una distribución bimodal de tamaños de grano. Enfriamiento lento seguido de uno rápido, es la única secuencia posible que puede tener lugar cuando una cristalización comienza en la cámara magmática, seguido por la apertura de un conducto por el que el magma migra hacia la superficie. Inicialmente el magma puede estar débilmente sobre-enfriado y pocos cristales pueden formarse, situación que cambia con el fenómeno efusivo que da lugar a cristales de grano fino. Esta distribución bimodal del tamaño de grano, unos de tamaño considerablemente mayor a los otros, da lugar a la textura porfídica. Los grandes cristales son denominados fenocristales y están rodeados por otros de grano fino denominados matriz, o pasta, o mesostasis (Fig. 3-1C). Las rocas porfídicas se consideran plutónicas o volcánicas en base a la granulometría de la matriz. Si los fenocristales se encuentran dentro de una masa vítrea, la fábrica se denomina vitrofírica. Si los fenocristales contienen abundantes inclusiones de otros minerales que han sido englobados durante el crecimiento, la fábrica es poiquilitica (Fig. 3-5) y el mineral incluyente es denominado oico-cristal.

La relación de crecimiento depende tanto de la energía de superficie de las caras como de la relación de difusión. Para una velocidad de enfriamiento constante, los cristales más grandes serán aquellos con estructuras mas simples (ellos también se nuclean mas tempranamente), por ser mas fácil la difusión de sus componentes. La velocidad de difusión es más rápida a

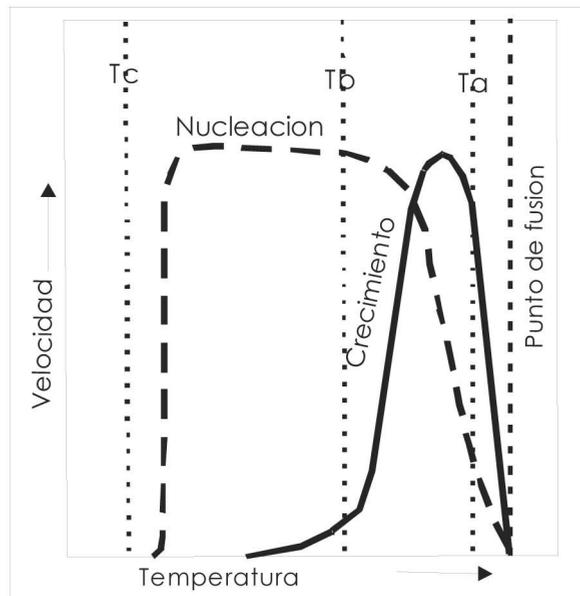


Fig. 3-4. Relación entre nucleamiento cristalino en función de la temperatura por debajo del punto de fusión.

altas temperaturas y con materiales de baja viscosidad. La velocidad de difusión es así baja, en fundidos viscosos altamente polimerizados, tales como los ricos en sílice que generalmente están más fríos que los fundidos máficos. Los iones pequeños, con baja carga se difunden mejor en fundidos básicos y a alta temperatura, mientras que en los complejos altamente polimerizados se difunden lentamente. En general la difusión en un fluido es mayor que en un vidrio y a su vez en el vidrio es mayor que en un sólido cristalizado. El agua baja drásticamente es desarrollo de la polimerización en un magma, mejorando la difusión. Los álcalis tienen un efecto similar, aunque menos notable. El grano muy grueso de muchas pegmatitas, puede ser atribuido a la alta movilidad de las especies en fundidos ricos en agua, en los cuales la cristalización es extremadamente lenta.

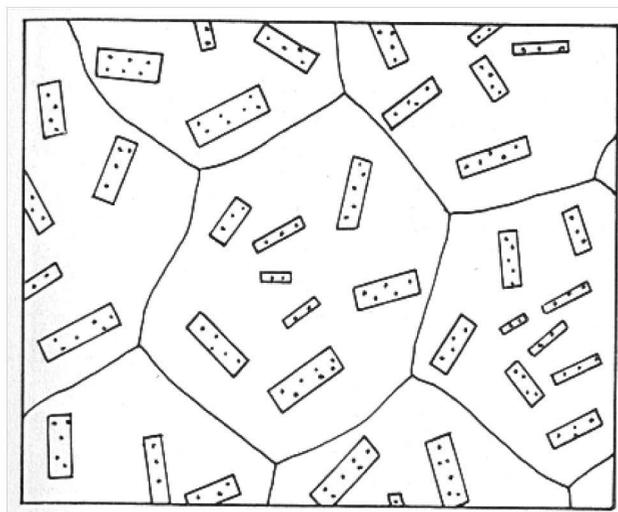


Fig. 3-5. Textura poquilítica.

La noción popular que los grandes cristales en una roca porfírica se habrían formado tempranamente, en un ambiente de lento enfriamiento, no es universalmente válido. La súbita pérdida de una fase fluida rica en agua, puede también producir rápido ascenso de la temperatura de cristalización y permitir el desarrollo de fábricas porfíricas en algunas rocas plutónicas.

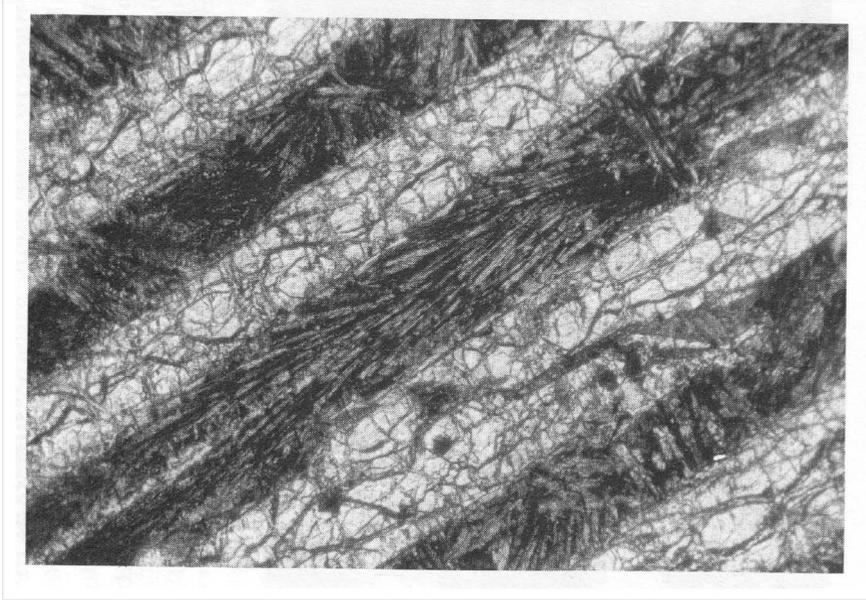


Fig. 3-6. Textura spinifex, definida por el desarrollo esquelético fibroso de olivino.

Cuando la relación de difusión no está limitada, los cristales crecen libremente en un fundido y tenderán a formar cristales euhedrales bien facetados. Cuando la relación de difusión es mas lenta que la relación de crecimiento (como en los enfriamientos súbitos o en las lavas congeladas), los cristales tienden a desarrollar formas radiales u hojosas, dando lugar a las texturas dendríticas, o en situaciones mas extremas a texturas esferulíticas. En las lavas ultramáficas, tales como las komatiitas del Precámbrico, cuando se enfrían pueden llegar a desarrollar cristales muy largos de olivino, que pueden alcanzar hasta el metro, dando lugar a la textura spinifex (Fig. 3-6). Este tamaño excepcional puede haber sido causado por el rápido enfriamiento de olivino de estructura simple, en un magma de muy baja viscosidad y no por enfriamiento lento. Piroxenos con textura spinifex de más de cinco centímetros, también han sido descritos.

En los vértices de los cristales hay una cierta cantidad líquido con sus componentes, por los cuales se disipa más calor de cristalización que por las caras del cristal. Asimismo en los ángulos y vértices hay una alta proporción de enlaces libres, lo que genera una expectativa de más rápido crecimiento, que sobre las caras, durante el rápido enfriamiento, lo que produce los llamados cristales esqueléticos. En casos extremos el crecimiento de las aristas puede englobar bolsillos de fundido entre las caras. El crecimiento de los ángulos de las plagioclasas sobre-enfriadas crean las características formas en cola de golondrina (Fig.3-3). Por supuesto no se debe olvidar que cualquier movimiento del líquido en la cámara u homogenización de los cristales, tiende a reducir los efectos limitantes de la difusión lenta.

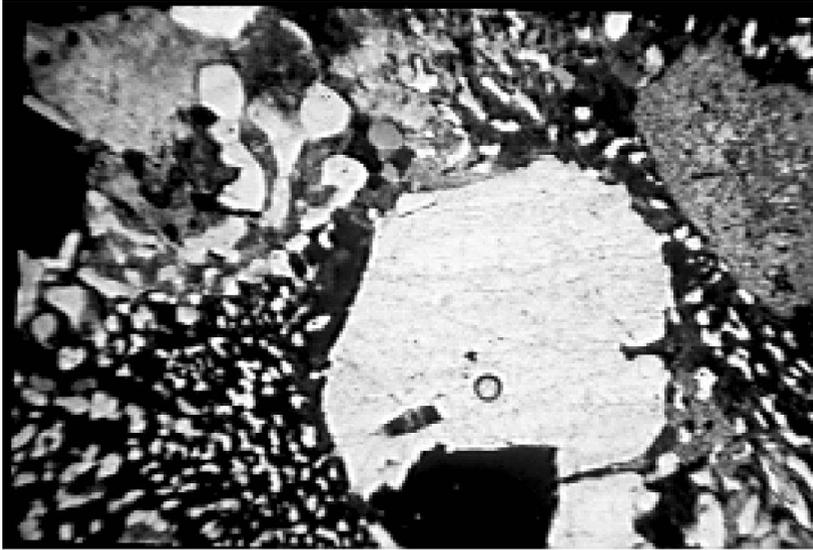


Fig. 3-7. Textura granofítica, en riolitas. (Chaschuil, Sierra de Famatina).

Lugares preferenciales de nucleamiento

Epitaxis: es el término general para describir la nucleamiento preferencial de un mineral sobre otro pre-existente. En forma similar la estructura del mineral que constituye el sustrato es un pre-requisito para el crecimiento epitaxial de una nueva fase. Los constituyentes atómicos del nuevo mineral encuentran lugares favorables para acumularse formando núcleos estables. El crecimiento de sillimanita sobre biotita o moscovita en las rocas metamórficas, o el reemplazo de cianita, son ejemplos comunes de reemplazo directo por otros minerales. Las estructuras de Si-Al-O en la sillimanita y en las micas tienen geometrías y tamaños de enlace similares, por lo que la sillimanita tiende a formarse en áreas de concentración de micas.

La textura rapaquivi, corresponde al sobrecrecimiento de albita sobre ortosa y ocurre en granitos donde la plagioclasa se desarrolla sobre un feldespato alcalino de estructura similar, más que por nucleamiento sobre el mismo (Fig. 3-8A).

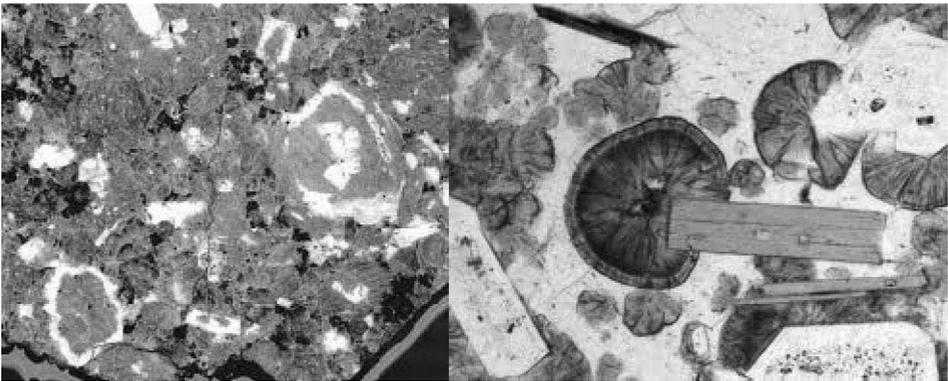


Fig. 3-8: A: Textura rapaquivi. B: Textura esferulítica.

Textura esferulítica, se desarrolla en rocas volcánicas silíceas, en la que agujas de cuarzo y feldespato alcalino crecen radialmente desde un centro común (Fig. 3-8B). La textura variolítica es el desarrollo equivalente en rocas basálticas y resultan probablemente de la nucleamiento de cristales de plagioclasa de desarrollo tardío. Ambas se considera que se forman durante la devitrificación de vidrios y serán tratadas con las fábricas secundarias.

La nucleamiento de minerales en las paredes de diques y de vesículas, son también comunes. El crecimiento de cristales alargados, generalmente cuarzo, con los ejes normales a las paredes, desarrollan la textura peine, porque las columnas paralelas recuerdan los dientes de un peine. La textura crescumulativa es similar y describe el crecimiento paralelo de cristales alargados, que no están en equilibrio, de olivinos, piroxenas, feldespatos o cuarzo, que aparecen nucleados sobre paredes y como capas que pueden alcanzar algunos centímetros de largo. Estas texturas suelen presentarse en plutones máficos bandeados, donde forma capas múltiples y en los márgenes de los granitos.

Zoneado composicional: es un fenómeno común, que ocurre cuando un mineral cambia su composición y su desarrollo tiene lugar durante el enfriamiento. La composición de la mayoría de los minerales de solución sólida, que están en equilibrio con otros minerales o líquidos, es dependiente de la temperatura. El zoneamiento composicional sólo puede ser observado petrográficamente cuando el color o la posición de extinción, varía con la composición, como por ejemplo las plagioclasas. Si el equilibrio entre el cristal y el fundido se mantiene, la composición del mineral se ajustará con el descenso de temperatura, produciendo un cristal homogéneo. El zoneado químico, tiene lugar cuando el equilibrio no se mantiene y capas de nueva composición se agregan sobre las más antiguas. El equilibrio composicional requiere en la plagioclasa el intercambio de Si-Al y esto es dificultoso debido a la fuerza de las uniones Si-O y Al-O. Como la difusión del Al es bajo, el zoneamiento de las plagioclasas es bastante común (Fig. 3-11). En el zoneamiento se espera comúnmente que la plagioclasa muestre el núcleo más rico en anortita y el borde más albitico, que se denomina zoneamiento normal. El zoneamiento inverso es el opuesto, con un interior más sódico y el exterior más cálcico y es raro en las rocas ígneas, pero común en plagioclasas metamórficas, en las que su crecimiento es acompañado por el descenso de la temperatura. El zoneado oscilatorio, es un tipo común en las plagioclasas, porque el decrecimiento regular del contenido de anortita, raramente es dominante en todo el período de cristalización y se produce por cambios de las condiciones en la cámara magmática, como ser la inyección de nuevos pulsos de magma más básico y caliente, que generalmente pueden estar acompañados por senos de corrosión en los anillos de los cristales, que indican cambios composicionales abruptos. También puede ser por pérdida de agua que eleva el punto de cristalización, o entrada de agua en la cámara que baja el punto de cristalización.

Secuencias de cristalización: Como regla los minerales de formación temprana en los fundidos no son significativamente sobre-enfriados y están rodeados completamente por líquido y desarrollan cristales euhedrales que forman todas sus caras cristalográficas. Cuando mas cristales se generan, se va llenando la cámara magmática e inevitablemente empezarán a chocar unos con otros, lo que impedirá el desarrollo de algunas caras cristalográficas, dando lugar a cristales con formas subhedras y anhedras. Finalmente se desarrollarán cristales rellenando los últimos espacios entre los mismos, dando lugar a los cristales intersticiales.

Minerales euhedrales de formación temprana son generalmente los fenocristales en una matriz afanítica. Algunos minerales zoneados pueden mostrar núcleos euhédricos que se han formado cuando los cristales estaban suspendidos en un fundido y anillos anhedrales que se formaron posteriormente cuando el fundido estaba abarrotado de cristales que interferían

entre sí en su crecimiento. En general olivinos y piroxenas tienden a ser más euhedrales que feldespatos y cuarzo. Hunter (1987) demostró que aunque los cristales suspendidos en un fundido tienden a formar granos euhedrales, una vez que ellos empiezan a interferir unos con otros, se disuelven áreas de las superficies en contacto, volviéndose más redondeados.

Los geólogos a menudo apelan al tamaño de grano como indicador de la secuencia de cristalización. En las rocas porfíricas volcánicas, generalmente se considera que los fenocristales se han formado antes de la matriz. Aunque esto comúnmente es cierto, el tamaño de grano es dependiente de las relaciones de nucleamiento y crecimiento y algunos minerales de la matriz se han formado tempranamente por rápido nucleamiento pero con más lento crecimiento que los fenocristales. Los megacristales euhedrales de feldespato-K, que se encuentran en muchas rocas graníticas, se piensa que son de formación tardía en la secuencia de cristalización y no temprana, como suponen otros autores.

Otro indicador de la secuencia de cristalización está basada en las relaciones de inclusiones. Las inclusiones ígneas serían de formación más temprana que los cristales que las contienen. En el caso del feldespato-K, suele tener fábrica poiquilítica y las numerosas inclusiones minerales, son indicadores de su formación tardía. En la textura oofítica, por ejemplo, se observa la inclusión de tablillas de plagioclasa dentro de clino-piroxena de formación posterior. Aunque hay en algunos casos evidencias de la cristalización simultánea de ambos minerales. Flood y Vernon (1988) concluyen que ninguno de los clásicos criterios para determinar la secuencia de cristalización es enteramente satisfactorio.

En sistemas graníticos someros ricos en agua, un único feldespato alcalino puede formarse, pero si el agua se pierde en forma súbita, el punto de fusión baja rápidamente resultando un sobreenfriamiento (aún a temperatura constante), lo que produce la rápida cristalización simultánea de feldespato alcalino y cuarzo. Bajo estas condiciones, los dos minerales no tienen tiempo de formar cristales independientes, sino que constituyen un intercrecimiento con formas esqueléticas que se denomina textura granofírica, y la roca en la que domina esta fábrica se denomina granófiro (Fig. 3-7). Una variante de grano grueso es llamada textura gráfica, donde la forma cuneiforme del cuarzo se desarrolla dentro de una masa de feldespato potásico.

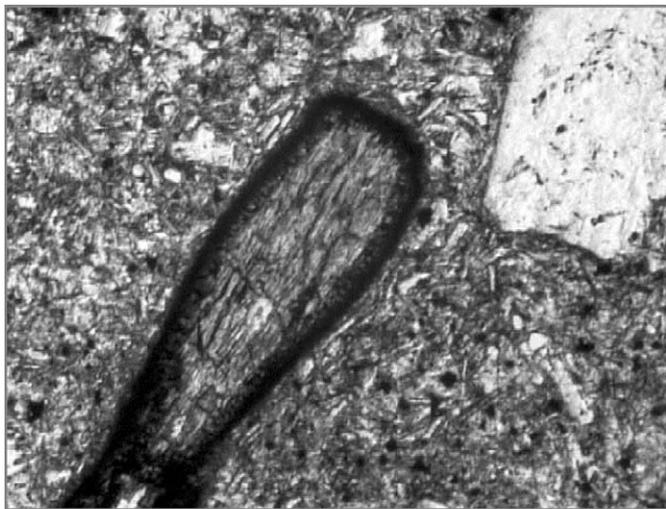


Fig. 3-9. Fenocristal de hornblenda con borde de oxidación.

Reacción y resorción magmática: En algunos sistemas los cristales tempranamente formados reaccionan con el fundido para dar nuevos minerales. Por ejemplo la reacción del olivino con el fundido produce piroxena en el sistema $\text{SiO}_2 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4$, es común observar fenocristales de olivino con un manto de orto-piroxena, que se produce en la interfase olivino-fundido.

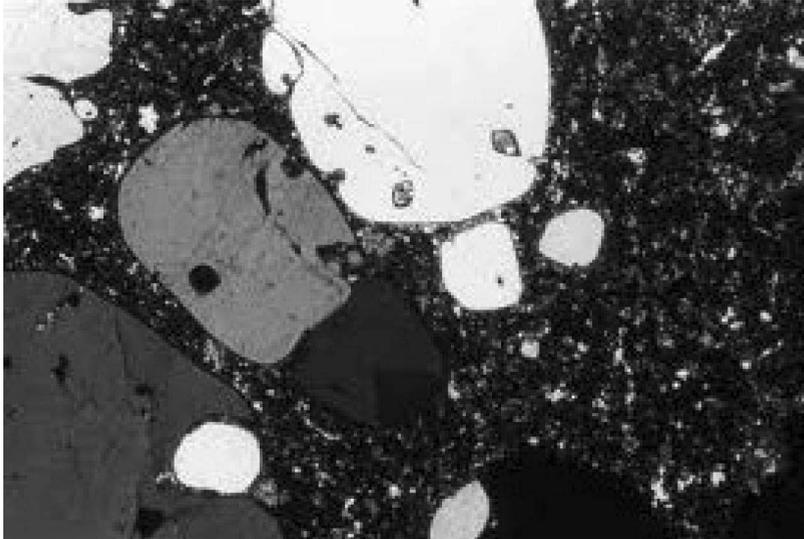


Fig. 3-10. Fenocristales de cuarzo corroídos, redondeados y con bahías de disolución, por la matriz silícea de grano fino.

Otra reacción que suele ocurrir tiene lugar cuando magmas hidratados alcanzan niveles superficiales, donde por la súbita pérdida de presión escapan los volátiles lo que causa que los fenocristales que contienen agua, tales como hornblenda y biotita, se deshidraten y oxiden, dando finos anillos de óxidos de hierro (Fig. 3-9).

El término resorción se aplica a la re-fusión o disolución de mineral en el fundido desde el cual se han formado, como es el caso de fenocristales de cuarzo en riolitas, que son parcialmente disueltos durante el ascenso y evolución magmática (Fig. 3-10). Los cristales resorbidos comúnmente tienen bordes redondeados y golfos, que se atribuyen al avance de la resorción; pero otros opinan que dichos fenómenos son el resultado del rápido crecimiento que envuelve al fundido debido al sobreenfriamiento.

Movimientos diferenciales de cristales y fundido

El flujo en un fundido puede producir el alineamiento de minerales alargados o tabulares, produciendo las fábricas de foliación planar o de lineamiento. El alineamiento de microlitos de plagioclasa en las rocas volcánicas, mostrando flujo alrededor de los fenocristales, definen la textura traquítica (Fig. 3-16B). La orientación al azar o falta de alineamiento de los microlitos, define la textura pilotáxica o afeltrada. La mezcla heterogénea (mingling) de dos líquidos magmáticos, tanto en una cámara como en los flujos, puede crear un bandeado de flujo, que son capas alternantes de diferente composición. El bandeado y el alineamiento mineral pueden también formarse en las proximidades de las paredes de las cámaras magmáticas.

Los fenocristales suspendidos pueden arracimarse y adherirse por tensión superficial dando lugar a la llamada *sinneusis* por Vance (1969) y que puede ser el primer paso para generar el crecimiento de maclas, porque su orientación puede ser energéticamente favorable para que dos cristales del mismo mineral se adhieran entre si. La acumulación de múltiples granos que se adhieren a fenocristales se denomina *textura cumuloefírica*. Si la acumulación es esencialmente de un único mineral, da lugar a la *textura glomeroporfírica*.

Texturas cumuláticas

Históricamente se consideró que los cristales se acumulan ya sea por hundimiento o por flotación, debido al contraste de densidad con el fundido del cual se separan, pero mas recientemente se ha propuesto la alternativa que ellos se forman en las proximidades del techo, de las paredes o del piso de la cámara magmática.

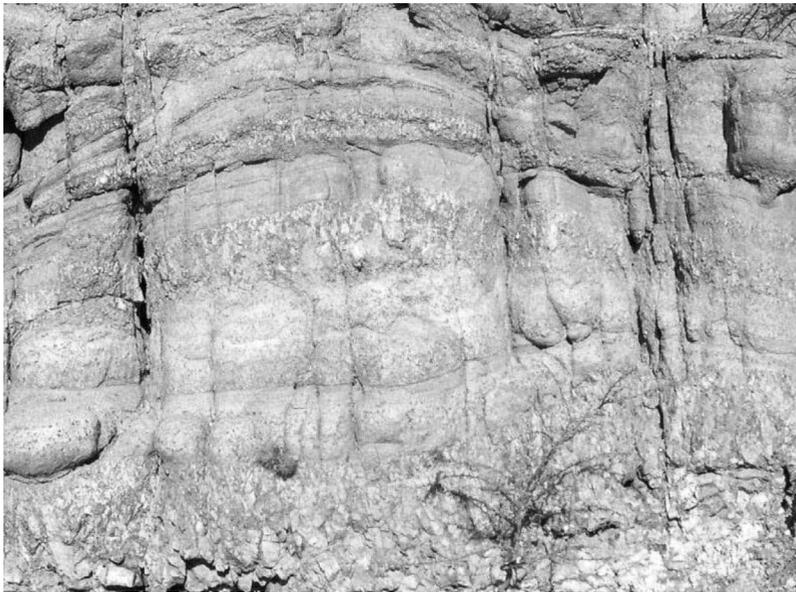


Fig. 3-11. Bandedo magmático en los granitos de la Sierra de Mazán, con un espesor de 6 m. Las variaciones texturales, responden a sucesivos pulsos intrusivos en el techo de una cámara magmática.

En el caso ideal, los cristales de formación temprana de una o mas especies minerales, se acumulan en contacto mutuo, con un líquido remanente intersticial, que ocupa los espacios entre los cristales y que desarrollan varias texturas distintivas, desde la cuales el modo de cristalización puede ser deducida.

La distinción mas simple corresponde a los ortocumulatos, en los que los cristales se acumulan y están incluidos en material fundido intersticial (Fig. 3-12A) y los adcumulatos en los que el líquido intersticial ha sido expulsado y los cristales acumulados continúan cristalizando hasta estar en contacto mutuo (Fig. 3-12B-C), que es casi un cumulado monomineral con pocos cristales extraños en los intersticios. Puede suceder que se logre un equilibrio textural, que da lugar a una fábrica poligonal (*textura en mosaico*), que se aproxima a la que desarrollan los granos durante el crecimiento y compactación. Hunter (1987) hace

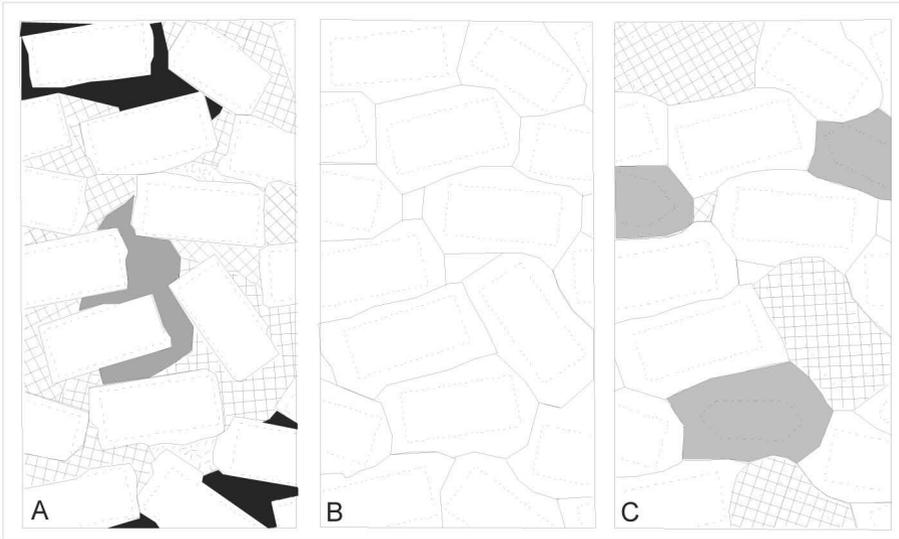


Fig. 3-12. A: Ortocumulado de plagioclasa. B: Adcumulado de plagioclasa. C: Adcumulado de plagioclasa- olivino y piroxeno. Plagioclasa en blanco; olivino en gris; piroxeno en cuadrículado; óxido de hierro en negro. Los cristales cumulus están delineados con líneas de puntos.

notar que los ángulos diedros entre minerales en contacto, se desarrollan en estadios tardíos de fundidos atrapados, carácter que es casi constante en los adcumulatos.

En los minerales tardíos que tienen nucleamiento lento, ellos envuelven a los granos de cumulus, dando lugar a la textura poiquilitica, pero los oico-cristales pueden ser tan grandes, que los intersticiales son difíciles de reconocer en la pequeña área de las secciones delgadas. Un gran oico-cristal también requiere intercambio entre el líquido intersticial y el reservorio magmático principal, que provee sus componentes para poder formar otros minerales. A este adcumulado se lo denomina hetero-adcumulado y finalmente el término mesocumulado se aplica a las fábricas cumuláticas que son intermedias entre orto- y adcumulatos.

Maclas primarias

Una macla es un intercrecimiento de un mineral con dos o más orientaciones cristalográficas, que guardan relaciones especiales entre ellas. Las maclas primarias o de crecimiento se pueden formar sineisis en mezclas durante la cristalización desde un fundido, como por ejemplo la macla de Carlsbad de los feldespatos (Fig. 3-13) o por el llamado nucleamiento por error, que es probablemente el proceso dominante que produce el maclado primario. El nucleamiento por error tiene lugar durante un período de rápido crecimiento, que reduce rápidamente la sobresaturación o el sobreenfriamiento. Las maclas repetitivas de albita, serían el resultado de errores de nucleamiento durante el crecimiento (Fig. 3-14).

Fábricas volcánicas

Las rocas volcánicas tienden a enfriarse rápidamente y forman numerosos cristales

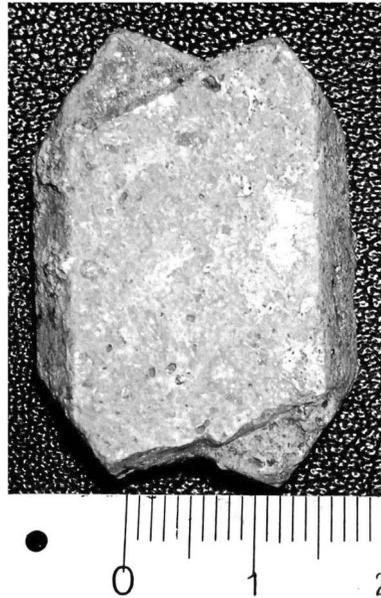


Fig. 3-13. Macla de Carlsbad en sanidina-ortosa.

pequeños. Los fenocristales son una excepción y son el resultado del enfriamiento lento en la cámara magmática, antes de la erupción. Durante la erupción el líquido remanente cristaliza en cristales tabulares finos o equidimensionales formando la pasta o matriz. Los cristales de la pasta son llamados microlitos (si tienen tamaño suficiente para producir birrefringencia) o cristalitos (si no lo tienen). Los microlitos bajo el microscopio suelen ser denominados microfenocristales. Ellos son formados durante la erupción y representan a minerales con más alta relación de nucleación y crecimiento que la masa fina que los rodea.

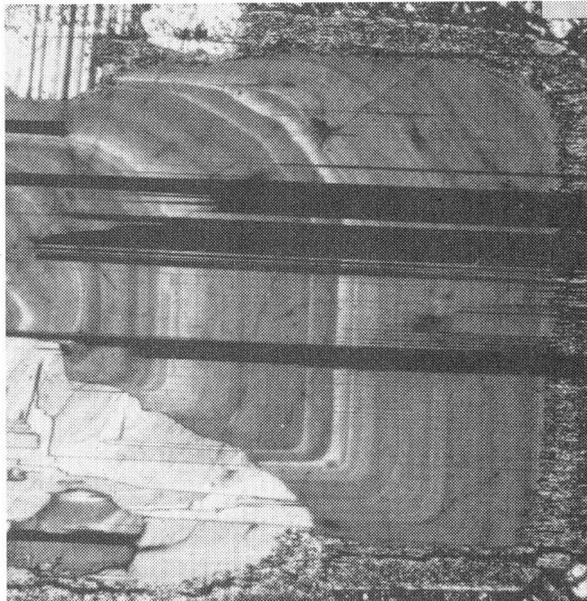


Fig. 3-14. Cristal zoneado de plagioclasa, con maclado polisintético.

Los basaltos cristalizan rápidamente, porque están muy calientes y los minerales dominantes tienen estructuras simples, de los que resultan fábricas con una densa red de microfenocristales de plagioclasa y piroxenas granulosas, con cristales pequeños de magnetita.

El vidrio solidifica como material intersticial. La cantidad de vidrio en las rocas basálticas es generalmente menor que en las silícicas, pero la cantidad puede variar considerablemente, desde virtualmente ausentes, hasta dominante en los basaltos vítreos que se enfrían en contacto con el agua. La textura oofítica (Fig. 3-15) corresponde a una red de microfenocristales de plagioclasa tabulares incluidas en grandes fenocristales de piroxeno, que pueden o no estar asociados con vidrio. Esta textura grada a sub-ofítica, que está formada por piroxenas pequeñas incluidas en plagioclasa, y también grada a textura intergranular, en la que los cristales de piroxeno y plagioclasa son de tamaños similares y el vidrio o sus productos de alteración están subordinados. La textura intergranular grada a intersertal, cuando el vidrio intersticial o sus alteraciones es un componente importante. Cuando el vidrio es abundante pero no dominante e incluye microlitos o microfenocristales, la textura se denomina hialo-ofítica, que a su vez grada a hialo-pilítica, cuando el vidrio se vuelve dominante y en la que las piroxenas y plagioclasa se encuentran como pequeños microlitos.

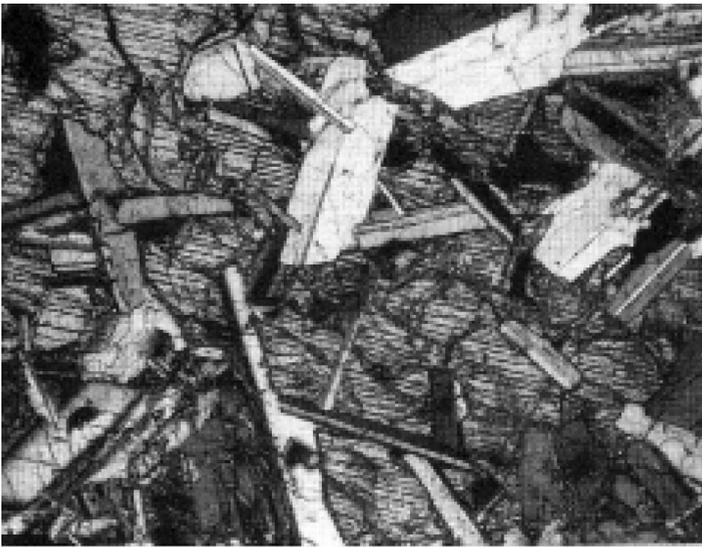


Fig. 3-15. Textura oofítica, definida por cristales grandes de piroxeno que engloba tablillas de plagioclasa, orientadas al azar.

La textura holo-hialina (vítrea) es más común en los flujos de riolitas y dacitas. Si la roca tiene $> 80\%$ de vidrio se denomina obsidiana, aunque algunos autores prefieren restringir el término a los vidrios más silícicos y se refieren a las variedades de composición basáltica como taquilita o vidrio basáltico. La obsidiana es de color muy oscuro a despecho de su naturaleza silícica, porque el vidrio es oscurecido por pequeñas cantidades de impurezas. Los vidrios de las lavas silícicas no necesariamente son causados por rápido enfriamiento, porque los flujos de obsidiana son demasiado voluminosos para que se enfríen rápidamente.

El lento movimiento al igual que el bajo nucleamiento y difusión puede impedir la cristalización, produciendo estas rocas vítreas. Los términos texturales describen los cristales orientados al azar, pero cuando estos están orientados se utiliza el término textura traquítica, que identifica la orientación subparalelo de los microlitos de feldespato que denotan las líneas de flujo de la lava (Fig. 3-16B). Mientras que la textura intergranular se observa que entre los

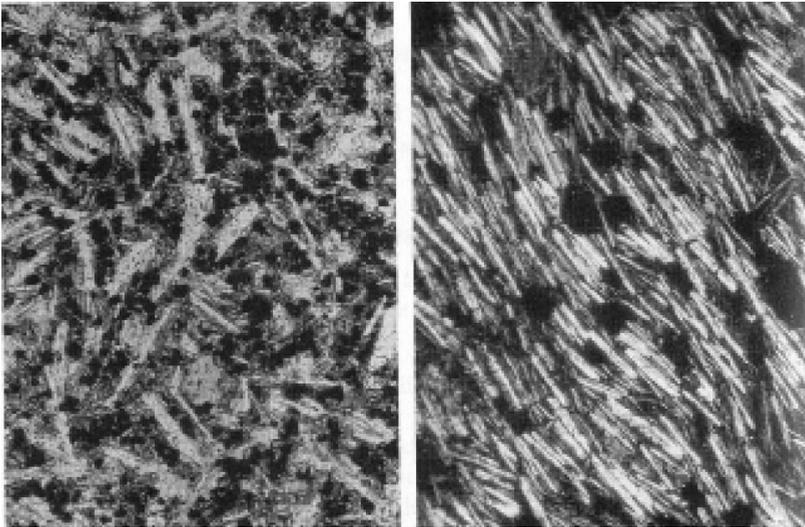


Fig. 3-16. A: textura intergranular. B: Textura traquítica.

microlitos orientados de feldespato se desarrollan granos dispersos de augita (Fig. 3-16A).

Las burbujas entrampadas creadas por el gas que escapa son de formas subsféricas y son llamadas vesículas. Las mismas tienden a elevarse en los magmas basálticos menos viscosos y a concentrarse próximos a la superficie de los flujos. Hay una gradación completa desde basalto, basalto vesicular y escoria con el incremento de las vesículas. Las vesículas que están rellenas por minerales tardíos, tales como zeolitas, carbonatos u ópalo, son denominadas amígdalas. La contraparte silícica de la escoria se denomina pumita, que típicamente es clara y espumosa, y las muestras frescas flotan en el agua.

Fábricas piroclásticas

Las rocas piroclásticas son producto de la actividad volcánica explosiva y su clasificación está basada en la naturaleza de los fragmentos piroclásticos o tefra. La ceniza que compone a los piroclastos es comúnmente una mezcla de roca pulverizada y vidrio primario.



Fig. 3-17. Fiammes en ignimbrita riolítica.

Las vesículas formadas en la pumita rápidamente expandida son usualmente destruidas. El vidrio intersticial forma fragmentos con cúspides o espículas de tres puntas. Como los fragmentos están comúnmente calientes en el flujo piroclástico, ellos se deforman en forma dúctil y se aplastan. Este tipo de bandeamiento y otras estructuras causadas por compresión y deformación resultantes del asentamiento y acumulación, se denominan colectivamente fábricas eutaxíticas. Fragmentos mayores de pómez pueden acumularse sin modificaciones y muestran evidencias de haber sido estrujadas con la eliminación de las burbujas. Si todo el gas es expulsado, la pumita toma el color negro de la obsidiana y los fragmentos aplastados son llamados fiammes (Fig. 3-17).



Fig. 3-18. A: Lágrimas de Pelé. B: Cabellos de Pelé. Islas Hawaii.

En las lavas fluidas como los basaltos, la explosión de las burbujas expulsa un fino rocío que cae como vidrio o finas bolillas que son denominadas “lágrimas de Pele” (en honor a la diosa Pele de Hawai), o el vidrio se estira como delgados hilos denominados “cabellos de Pele” (Figs. 3-18A y B). La caída de cenizas desde el aire puede acumularse en capas sucesivas o sobre un único núcleo de ceniza, formando una esfera denominada lapilli acrecionario. El depósito consolidado de tal tipo de lapilli es denominado toba pisoólitica.

Texturas secundarias (cambios post-magmáticos)

Las texturas secundarias son aquellas que se forman después que la roca ígnea está completamente sólida. Este proceso no involucra fundido y por lo tanto es metamórfico. El proceso de cristalización no cesa necesariamente cuando el magma se vuelve sólido, ya que la temperatura permanece relativamente alta y fenómenos de re-cristalización y de re-equilibrio químico y térmico tienen lugar. Por ejemplo los grandes plutones pueden retener temperaturas equivalentes al alto grado de metamorfismo por miles de años lo que ofrece una amplia oportunidad para que estos procesos tengan lugar. Los procesos en estado sólido que resultan del calor ígneo remanente son llamados auto-metamórficos.

La maduración de Ostwald es un proceso de templado (o maduramiento textural) de los cristales en un ambiente estático. Hunter (1987) observó diferencias de curvatura en los límites de los granos que conducen a su crecimiento por maduración de Ostwald, hasta que los límites se vuelven rectos (Fig. 3-19) y los límites de los granos migran hacia sus centros de curvatura. Pequeños granos con curvatura convexa hacia fuera son así eliminados por las superficies de granos vecinos más grandes, con curvatura convexa hacia adentro de los que invaden. Si el proceso alcanza equilibrio textural en un sólido se formarán granos de tamaño similar, de bordes rectos y con intersecciones triples a 120° . Esta textura de equilibrio es

común en rocas metamórficas mono-minerales (cuarcitas o mármol) y particularmente en régimen casi estático.

La mayoría de las rocas ígneas no son mono-minerales y por lo tanto raramente alcanzan una buena textura de equilibrio. Las diferencias relativas en la energía de superficie de los diferentes minerales y de tamaño de grano permiten comunmente el desarrollo de fábricas de interpenetración. La maduración de Ostwald, elimina granos pequeños a favor de los grandes y en los estadios tempranos de crecimiento, produce una distribución uniforme de tamaños de grano. En las rocas volcánicas, los granos iniciales pequeños, son mucho menos estables que en las plutónicas y la matriz recristaliza rápidamente. El vidrio es particularmente inestable y rápidamente se desvitrifica y es reemplazado por granos finos de mineral. Pero las volcánicas que se enfrían rápidamente a bajas temperaturas y con restricciones cinéticas, desarrollan re-cristalización temprana. La retención de las fábricas magmáticas es así muy buena en las rocas ígneas, pero algunos tipos de re-cristalización en estado sólido son bien conocidos y son tratadas a continuación.

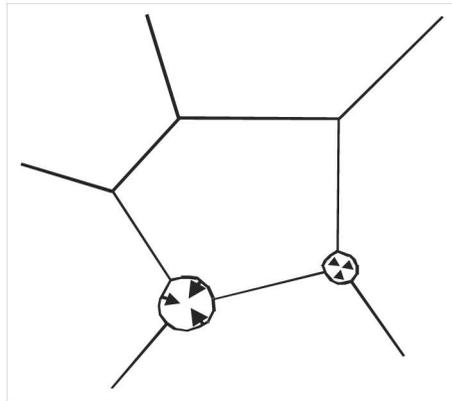


Fig. 3-19. Maduración de Ostwald, en una roca monomineral. Los límites de los granos tienen curvatura negativa (cóncava hacia adentro), que al migrar hacia el centro de curvatura, eliminan los granos pequeños y establecen una granulometría uniforme, con texturas de mosaico poligonal con ángulos de intersección en equilibrio a 120° .

Transformaciones polimórficas

Diversos minerales tienen más de un estado estructural y las diferentes formas estructurales de la misma sustancia química se denominan polimorfos, como por ejemplo grafito-diamante, cianita-andalucita-sillimanita, calcita-aragonita y los diferentes polimorfos de la SiO_2 o de los feldespatos. Una estructura es estable en un rango particular de condiciones de presión y temperatura, de manera que un polimorfo se transforma en otro cuando dichas condiciones cambian. Durante el enfriamiento y despresurización por ascenso, el magma puede cruzar estos límites de estabilidad de los polimorfos, de lo que resultan sus transformaciones.

Las transformaciones por desplazamiento, involucran sólo el cambio de las posiciones de los átomos o el cambio de los ángulos de enlace. Un ejemplo clásico es la transición, por enfriamiento, de cuarzo-alto a cuarzo-bajo, en la que la estructura hexagonal del cuarzo-alto, invierte a la estructura trigonal del cuarzo-bajo.

Las transformaciones reconstructivas, como la de grafito-diamante, o tridimita-cuarzo alto, involucran la ruptura y reforma de los enlaces. Las transformaciones por desplazamiento

ocurren rápidamente, de manera que un polimorfo se transforma en otro, ni bien su campo de estabilidad es alcanzado, mientras que en las transformaciones reconstructivas el polimorfismo es menos fácil y un polimorfo puede permanecer en el campo de estabilidad de otro.

Las transformaciones polimórficas son comunes en muchos minerales, incluyendo cuarzo y feldespatos, pero puede ser difícil su reconocimiento textural, porque las evidencias de su fase inicial puede haber sido completamente borrada y solo se reconoce el reemplazo polimórfico. Si el mineral que formó la fase inicial es distinguible, el reemplazo polimórfico puede ser un pseudomorfo del original. Por ejemplo, el cuarzo alto cristaliza como fenocristales en algunas riolitas, formando dipirámides hexagonales. En la transformación por desplazamiento, el cuarzo alto puede invertir a 573°C y a presión atmosférica a cuarzo-bajo, pero las formas originales de los fenocristales se mantienen sin cambios.

Maclas secundarias

Pueden formarse por procesos secundarios en minerales pre-existentes, tales como en las transformaciones polimórficas o por deformación. Las maclas de transformación son causadas cuando una estructura de cristal de alta temperatura invierte a un polimorfo de baja temperatura. Como las estructuras de alta temperatura tienen más energía vibratoria, generalmente exhiben mayor grado de simetría que la alternativa de baja temperatura.

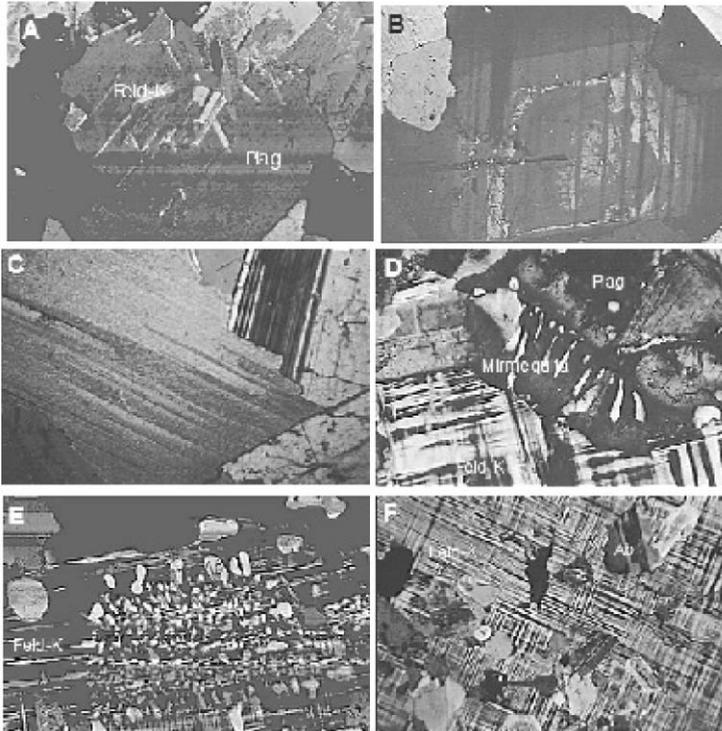


Fig. 3-20. A: Plagioclase con maclado polisintético e inclusiones euhedrales de feldespato potásico. B: Plagioclase maclada con zoneamiento determinado por disolución y crecimiento. C: Plagioclase con maclado polisintético. D: Plagioclase reemplazando a microclino, con formación de mirquetitas. E: Desarrollo de pertitas de albita en microclino. F: Desarrollo secundario de maclado en “tartán” del microclino, con inclusiones de albita subhedral.

Como la simetría baja con el enfriamiento, la forma típica de alta temperatura elige dos o más alternativas de orientación de baja simetría. Si la totalidad del cristal asume una alternativa, no se forman maclas, pero si diferentes partes del cristal eligen diferentes alternativas, se producen desplazamientos que se relacionan mediante maclas entre sí. Este es el origen del maclado del microclino “cross-hatched” o “tartan” (Fig. 3-20F), que se produce cuando la ortosa de alta temperatura invierte a la estructura triclinica de baja temperatura típica del microclino. En la plagioclasa las familiares maclas polisintéticas de albita, se atribuyen a una inversión del sistema monoclinico al triclinico, pero que no ocurre en las plagioclasas de composición intermedia, que muestran maclas primarias resultantes de nucleamiento por error durante el crecimiento. Las maclas cíclicas en cuarzo y olivino, son otros ejemplos de maclas de transformación.

Las maclas también pueden formarse por deformación de rocas en estado sólido. Las maclas de deformación en plagioclasa pueden ocurrir sobre la ley de albita, pero usualmente no tienen la forma extremadamente regular de las lamelas que se forman por el descenso de temperatura. La calcita también desarrolla maclas en respuesta a la deformación dúctil.

Desmezcla

Involucra a una solución sólida cuya mezcla de solución sólida es limitada con el enfriamiento. Tal vez el ejemplo mejor conocido es el de los feldespatos alcalinos, que por desmezcla se produce la separación de feldespato-Na y feldespato-K. Cuando desde el feldespato potásico se separan lamelas de albita, la fábrica se denomina pertítica (Fig. 3-20E); pero cuando ocurre lo contrario y se segregan lamelas de feldespato potásico desde albita, se forman las anti-pertitas (Fig. 3-20A).

La ex-solución también ocurre en piroxenas, desde clino-piroxenas altas en Ca se separan lamelas de orto-piroxenas bajas en Ca. Pigeonita es una mezcla intermedia que se encuentra sólo en rocas volcánicas o enfriadas rápidamente, por lo que no puede producirse la desmezcla.

En los anfíboles también se pueden observar fenómenos de exsolución. Asimismo algunos silicatos máficos pueden exsolver óxidos de Fe y Ti. En anortositas, piroxenas a alta temperatura y presión pueden disolver considerable cantidad de Al, que se exsuelven como lamelas de plagioclasa con el enfriamiento y a presiones más bajas. El color rojo que es común en algunos feldespatos potásicos es causado por la ex solución de hematita de grano muy fino.

Los ocelli (ojos) son cuerpos esféricos u ovoides de pocos milímetros a centímetros que se presentan en algunas rocas ígneas. Algunos parecen ser el resultado de inmiscibilidad líquida o un fenómeno de exsolución primaria. Otros son probablemente el relleno de amígdalas y otros pueden ser burbujas de mezcla de magmas.

Reacciones secundarias y de reemplazo

Las reacciones sólido-sólido y sólido-vapor son procesos que dominan durante el metamorfismo, pero como hemos visto las rocas ígneas plutónicas permanecen durante largo tiempo a alta temperatura, por lo que sus productos aunque no son diferentes a los típicamente metamórficos se los denomina procesos auto-metamórficos, porque forman

parte de los procesos de enfriamiento de las rocas ígneas.

Los procesos autometamórficos son más comunes en los cuerpos plutónicos que en los volcánicos, porque permanecen a elevada temperatura durante mucho tiempo. Los procesos diagenéticos y de alteración no son considerados autometamórficos. Mayormente las reacciones autometamórficas involucran minerales a temperaturas moderadas en un ambiente en el cual el agua es liberada desde fundidos residuales o es introducida desde el exterior, por lo que involucran fenómenos de hidratación que se denominan alteraciones deutéricas.

Las piroxenas son minerales máficos primarios comunes en una gran variedad de rocas. Si el agua penetra en ellos a temperaturas bajas, el piroxeno se transforma en anfíbol dando lugar al fenómeno de uralitización. Este anfíbol puede ser un único cristal de hornblenda, o agregados de hornblenda o de actinolita fibrosa.

La biotitización es un proceso similar de hidratación o alteración deutérica que produce biotita desde piroxena o más comúnmente desde hornblenda. Como la biotita tiene poco Ca, epidota puede formarse con el que se libera durante la alteración de la hornblenda.

La cloritización, es la alteración de cualquier mineral máfico en clorita. La clorita es un filosilicato muy hidratado y comúnmente reemplaza a minerales máficos menos hidratados a bajas temperaturas, cuando hay disponibilidad de agua. Piroxenas, hornblendas y biotitas, sufren comúnmente alteración clorítica, ya sea comenzando desde los bordes o aprovechando los planos de clivaje.

La sericitización, es el proceso por el cual los feldespatos son hidratados para producir sericita, que es una mica blanca de grano fino. Iones K^+ son requeridos por la plagioclasa para que se altere a sericita. El K^+ puede ser liberado en la cloritización de la biotita. El feldespato-K no requiere K extra y puede estar sericitizado como la plagioclasa.

La saussuritización es la alteración de la plagioclasa en epidoto. Las plagioclasas más cálcicas son estables a altas temperaturas y menos estables que las sódicas a bajas temperaturas, por lo que las plagioclasas cálcicas se alteran más fácilmente que la albita, liberando Ca y Al , para formar epidota (+/- calcita y/o sericita).

El olivino es fácilmente alterado cuando se enfría, siendo reemplazado por serpentina o por iddingsita de color marrón oscuro.

El término simplectita se aplica a intercrecimientos de minerales de grano fino que se reemplazan mutuamente, en forma parcial o total. El reemplazo completo es común y forma pseudomorfos. Los agregados de Uralita de hornblenda o actinolita, que reemplazan al piroxeno son ejemplos del fenómeno, al igual que biotita+epidota reemplazando a hornblenda.

La mirmequita es un intercrecimiento dendrítico de cuarzo dentro de un cristal único de plagioclasa. El cuarzo aparece como vermes en las secciones delgadas, que extinguen simultáneamente, indicando que ellos son partes de un único cristal de cuarzo. Las mirmequitas son comunes en rocas graníticas y ocurren preferentemente donde la plagioclasa está en contacto con el feldespato potásico. Las mirmequitas parece que han crecido desde el límite entre los feldespatos, donde la plagioclasa más cálcica reemplaza al feldespato potásico, la SiO_2 sobrante, cristaliza como cuarzo, ya que el componente anortita de la plagioclasa, tiene menos SiO_2 que el feldespato-K (Fig. 3-20D). Las mirmequitas se forman comúnmente durante el enfriamiento de los granitos pero también lo hacen en las rocas metamórficas.

La desvitrificación es la cristalización secundaria de vidrio en agregados minerales de grano fino. El vidrio de por sí es inestable y rápidamente es reemplazado por minerales más estables cuando la cinética lo permite. El vidrio basáltico hidratado puede ser reemplazado

por productos de oxidación-hidratación colectivamente llamados palagonita. Las rocas vítreas más silíceas se devitrifican dando una masa microgranular de pequeños granos interpenetrados equidimensionales de feldespato y minerales de sílice, que es llamada fábrica felsítica. A veces la desvitrificación del vidrio puede producir agregados radiales de cristales de cristobalita, tridimita y feldespato, llamadas esferulitas. Las vesículas formadas por gases y rellenas por cristales se denominan amígdalas.

Deformación

La deformación en las rocas sólidas puede producir diferentes fábricas, que en general son tratadas por el metamorfismo. Pero hay deformaciones que tienen lugar en la etapa de post-cristalización de las rocas ígneas. Por ejemplo la foliación se forma en algunas rocas ígneas a altas temperaturas y con la roca en estado suficientemente dúctil para deformarse. La compactación de los depósitos piroclásticos, produce un efecto de aplanamiento que le da un aspecto de foliación. La deformación también produce extinción ondulosa, que se observa por el aspecto ondulado que toma la extinción debido a la deformación de la estructura cristalina de un mineral, como por ejemplo en el cuarzo.

Lecturas seleccionadas

- Flood, R.H., y Vernon, R.H. 1988. Microstructural evidence of orders of crystallization in granitic rocks. *Lithos* 21: 237-245.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall. 587 pp.
- Hunter, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. In: Parsons, I. (ed.). *Origins of igneous layering*. Boston. Reidel: 473-503.
- López, J.P., y Bellos, L.I. 2005. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. *Miscelanea* 15. INSUGEO.
- Shelley, D. 1992. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman & Hall. 445 pp.
- Vance, J.A. 1969. On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24: 7-29.
- Wimmenauer, W. 1985. *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Ferdinand Enke Verlag. 382 pp. Stuttgart.

