

Capítulo 11

Rocas plutónicas

Introducción

Las rocas plutónicas son principalmente graníticas y granodioríticas, aunque se incluyen tipos más máficos como tonalitas, dioritas y gabros que ocurren en cantidades menores y en conjunto constituyen el 78% en volumen de la corteza. Fábricas de crecimiento secuencial indican cristalización lenta en profundidad a partir de fundidos. La forma, tamaño y fábrica interna de los plutones varían ampliamente dependiendo de factores tales como composición y volumen de magma, estructura de la roca de campo, profundidad y mecanismos de emplazamiento en relación con los procesos tectónicos.

Las rocas graníticas son volumétricamente insignificantes en las regiones oceánicas del globo, donde la corteza es delgada y de composición basáltica. Las rocas dioríticas y algunos granitos ocurren localmente en áreas antiguas de islas, tales como las Antillas Mayores del Caribe, donde los datos geofísicos indican una corteza gruesa y síalica.

Los mayores volúmenes de rocas graníticas, ocurren a lo largo de los márgenes continentales activos, donde la litosfera oceánica ha sido subductada por debajo de corteza continental. p.ej. Los Andes. Estos cinturones magmáticos forman batolitos que a su vez comprenden a cientos de plutones individuales, cuyo origen estaría relacionado con los procesos que ocurren durante la subducción.

Prueba de la existencia de volúmenes importante de magma granítico en la corteza superior, es evidenciada por la ocurrencia de vastos depósitos piroclásticos (vidrio-cristal), asociados en calderas volcánicas complejas. Estas características indican la existencia de cámaras magmáticas someras de gran volumen. En zonas donde las rocas volcánicas han sido erosionadas, se pasa gradualmente a las rocas plutónicas que constituyen sus raíces. Los complejos anulares epizonales, proveen un eslabón genético entre las calderas de ignimbritas y los plutones graníticos fuertemente erosionados.

Categorías de Granitos

La experiencia muestra que es posible reconocer distintos grupos de rocas graníticas, que pueden ser categorizados según distintos patrones, que permiten su ordenamiento, comparación e integración. Entre ellos se consideran: las clasificaciones modales, las asociaciones de rocas, la fuente según los caracteres geoquímicos y el ambiente tectónico.

Lo más fácilmente observable en las rocas graníticas son las diferencias en la mineralogía y variación de la moda, los que pueden ser relacionados con la naturaleza de los xenolitos y características texturales. Aquí se utiliza la clasificación mineralógica clásica aconsejada por la Subcomisión de Rocas Ígneas de la IUGS, de LeMaitre (1989) y que hemos desarrollado en el Capítulo II. Esta permite reconocer un marcado contraste entre la asociación tonalítica, característica de los cinturones móviles mesozoicos del borde Pacífico de Sud-América y la asociación granítica peraluminosa que domina en el Lachland fold belt de Australia y en el Area Batolítica Central de las Sierras Pampeanas Noroccidentales de la Argentina. No sólo el contenido de biotita-hornblenda y magnetita, contrastan con el contenido de dos micas e ilmenita de los últimos, sino también las texturas. Por otra parte, la asociación de granitos

calco-alcalinos con skarns de Mo y pórfiros de Cu, contrastan con los granitos peraluminosos con greisens de Sn, turmalinización y caolinización hidrotermal. Ambas asociaciones a su vez, son diferentes a los granitos que contienen anfíboles y piroxenos alcalinos, típicos de los granitos peralcalinos y sienitas, con su riqueza en tierras raras y flúor.

Por otra parte, es a través de un particular sentido de la escuela australiana de investigación en este campo (Chappell y White 1974, 1977; Hine et al. 1978; White 1979) que el amplio rango de parámetros geoquímicos ha servido para definir tipos específicos de granito, en relación con la fuente. Dos son de particular importancia: el tipo-I (ígneo) correspondiente a la asociación tonalitas de biotita-hornblenda y el tipo-S (sedimentario) que corresponde a la asociación de granitos de dos micas. Las particularidades químicas indican diferencias de las fuentes. Los granitoides derivados de un "parent magma" necesariamente contrastan con aquellos derivados de rocas que previamente han pasado a través de un ciclo de alteración el cual cambia las relaciones entre álcalis, Ca y Al y entre Fe³⁺ y Fe²⁺. Por otra parte, de acuerdo a Holliday et al. (1981) el desarrollo de peraluminosidad presenta evidencias isotópicas que apoyan la fusión y asimilación de rocas corticales recicladas.

Dicha clasificación se ha extendido (White 1979) adoptando los prefijos "A" (Loiselle y Wones 1979) para los granitos alcalinos anorogénicos, y "M" para los plagiogranitos calco-alcalinos de los arcos de islas oceánicas, los cuales gradan a tipo-I cordillerano, representados por la asociación de gabros-dioritas cuarzosas y tonalitas de bordes continentales activos. Estas serían diferentes al tipo-I (Caledoniano) el cual está representado por granodioritas y granitos post-orogénicos correspondientes a regímenes de alzamiento. En marcado contraste, el tipo-S refleja a los granitos de asociaciones peraluminosas, intracratónicas y cinturones plegados de colisión continental, y el tipo-A que incluye a los granitos alcalinos, de cinturones plegados estabilizados, los cratones engrosados y los rifts.

Por supuesto "tipo" en este sentido geoquímico sólo identifica rocas fuente, pero puede ser guía para el ambiente geotectónico. Así el tipo-M, puede ser modelado desde un magma parental derivado directamente del manto o desde la corteza oceánica subductada debajo de arcos volcánicos, mientras que el similar tipo-I es más conocido como derivado, de materiales primarios refundidos, bajo las placas de corteza continental en márgenes de placas convergentes océano-continente. El tipo-S caracteriza a zonas de colisión continental e intracratónicas, cinturones dúctiles de cizalla, donde la corteza es suficientemente engrosada tectónicamente, para causar temperaturas suficientemente altas que llegan a producir la fusión parcial cortical. El tipo-A representa tanto magmatismo asociado a rift de áreas de escudo y eventos magmáticos finales en cinturones orogénicos y puede derivar de material fundido de una corteza inferior empobrecida, encima de diapiros de manto.

Hace tiempo que se ha establecido experimentalmente, que las paragénesis minerales de los granitos incluyen cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, que representan al "sistema granítico residual" (Fig. 11-1). Tales magmas residuales son productos posibles de diferentes procesos de diferenciación de cristales, líquidos o gases en fundidos derivados por fusión parcial de sedimentos, rocas ígneas o materiales del manto. Ellos también pueden representar el estadio final de procesos metamórficos que involucran granitización y su movilización. Sin embargo se debe pensar que la roca resultante de cada proceso, debe contener alguna indicación especial de la fuente, en relación al ambiente geotectónico específico de generación. La característica más importante es la propia composición granítica. Hay granitos, estrictamente plagiogranitos, que ocurren en volúmenes pequeños en asociación con basaltos y gabros en áreas de islas oceánicas. Por otra parte, las rocas graníticas en general están genéticamente asociadas con la corteza continental y son características de los cinturones móviles, pero

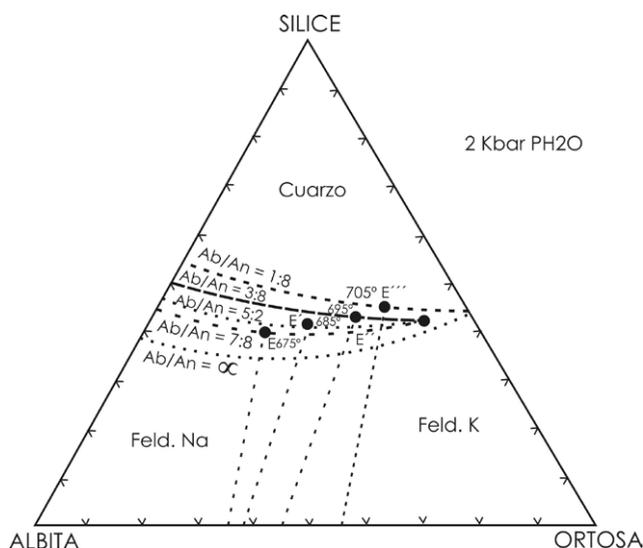


Fig.11-1. Sistema granítico proyectado desde el vértice de la anortita, con los componentes albita-ortosa-cuarzo y con diferentes proporciones de anortita. La composición del eutéctico E deriva con la disminución de la relación ab/an, y la temperatura se incrementa en 30°C (von Platen 1965).

no es fácil decidir, si es una consecuencia directa de la composición especial de su corteza o simplemente de un único régimen de temperatura-profundidad establecida cuando la corteza continental está engrosada en los cinturones orogénicos. Thorpe y Francis (1979) encontraron que el espesor cortical determina esencialmente la variación de la composición de las andesitas andinas. Entonces podría ser, que el espesor sea un factor esencial en relación con sus análogos plutónicos y explicaría porque los arcos de islas maduras, desarrollan un extenso plutonismo.

En la actualidad sigue habiendo discusiones, sobre la interrelación manto-corteza en el origen de los granitoides, solamente oscurecido por la falta de conocimiento de la corteza profunda y del manto superior. Hay consenso de que el manto es el proveedor de la energía térmica, pero estaría raramente involucrado en forma directa. Los granitoides representan fundidos derivados, tanto de una fracción separada tempranamente bajo de la corteza o desde rocas ígneas, metamórficas o sedimentos dentro de la propia corteza.

Por todo esto los granitos pueden ser clasificados, por sus relaciones con el entorno geológico, por sus caracteres propios (químicos, mineralógicos y petrográficos) y por el ambiente tectónico en el cual se han emplazado.

Parámetros geoquímicos

La manera más generalizada para caracterizar a los granitos es en base a parámetros geoquímicos, Chappell y White (1980) han asentado su clasificación de granitos en base al rango total de SiO_2 y la depresión de Na y Ca, como muestra la relación $\text{K}/(\text{Na}+\text{K})$, a la relación molecular de $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2)$ y al estado de oxidación que se expresa por $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$. El último es menos específico, porque la $f\text{O}_2$ no es una función del estado de oxidación original de la roca generadora (Beckinsale 1971) y algunos cambios inevitablemente

ocurren durante la evolución magmática que también pueden influir en los valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Muy populares son los diagramas de tierras raras y de multi-elementos, que pueden identificar en forma bastante adecuada las rocas a partir de las cuales se habrían formado. A esto se suma el uso de los isótopos como $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que se expresa en relación a un reservorio condrítico estándar, en forma de unidades ϵNd .

Asimismo Ishihara (1977) y Takahashi et al. (1998), proponen una clasificación alternativa de los granitoides en tipo de magnetita y de tipo ilmenita, los cuales serían una consecuencia de diferencias de oxidación y no es totalmente consonante con una división basada fundamentalmente en el desarrollo de diferenciación desde una fuente sedimentaria.

Tipo M	Tipo I (Cordillerano)	Tipo I (Caledónico)	Tipo S	Tipo A
Plagiogranito subordinado y gabro	Tonalita varia de diorita a granito y SiO_2 variable	Granito-granodiorita asoc. a dioritas y gabros	Granito homogéneo con alta SiO_2	Granito biotítico, con granito alcalino y sienita
Hornblenda, biotita y piroxeno	Hornblenda-biotita, magnetita y titanita	Predomina biotita, ilmenita y magnetita	Moscovita, biotita roja, ilmenita, monacita, granate, cordierita	Biotita verde. Anfíbol y piroxeno alcalinos, astrofilita
Feld.K micrográfico intersticial	Feld.K intersticial y xenomórfico	Feld.K intersticial e invasivo, rico en Cz	Megacrystalos de Feld. K	Pertitas
Xenolitos ígneos básicos	Xenolitos dioríticos, representarían restitas	Poblaciones mixtas de xenolitos	Xenolitos meta-sedimentarios	Xenolitos cogenéticos y magma básico
----- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,704$	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2) < 1,1$ <0,706	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2) \sim 1$ >0,705 <0,709	$\text{Al}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}/2) > 1,2$ ~0,708	Peralcalino con F 0,703 – 0,712
Pequeños plutones de cz-diorita y gabro	Batolitos múltiples y lineales con alineación de calderas compuestas	Complejos dispersos y aislados de plutones y filones capa múltiples	Batolitos, plutones y filones capa múltiples comúnmente diapiros	Complejos de caldera centrales, volumen pequeño
Volcanismo de arco de islas	Asociación con andesitas y dacitas	Asociados con basalto-andesita.	Asoc. con lavas cordieríticas	Asoc. lavas alcalinas/ calderas
Plutonismo de corta duración sostenido	Plutonismo episódico de larga duración	Plutonismo de corta duración sostenido, post-cinemático	Plutonismo sostenido duración moderada sin- a post-cinemático	Plutonismo de corta duración
Arcos de islas oceánicas	Arco continental marginal tipo Andino	Alzamiento post-cierre tipo Caledoniano	Colisión continental tipo Hercínico y zonas cizalla dúctil	Zonas post-orogénicas o anorogénicas
Pliques abiertos, metamorfismo soterramiento	Movimiento vertical, poco acortamiento. Met. soterramiento	Fallas de rumbo e inversas. Met. Retrógrado	Gran acortamiento, Met. de baja P y bajo grado	Domamiento y fallamiento distensivo
Mineralización de pórfiros de Cu y Au	Mineralización de pórfiros de Cu y Mo	Mineralización importante rara	Mineralización W y Sn en greisen	Columbita, casiterita, fluorita

Tabla 11-1. Clasificación alfabética de los Granitos (Pitcher 1983).

Diferentes orígenes pueden ser detectados utilizando la variable concentración de elementos de tierras raras y las relaciones de isótopos, en especial las relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que han sido modelados con valores $>0,706$ para rocas derivadas de sedimentos, mientras que para los derivados de rocas mantélicas, los valores son $<0,706$.

Hay pocas localidades donde, el carácter distintivo de origen sedimentario del tipo-S, ha sido tan bien documentado y demostrado como en el SE de Australia (White y Chappell 1974; Hine et al. 1979). Los granitos de tipo-S de Lachlan Fold Belt, petrográficamente son diferentes de los granitos leucocráticos comunes de dos micas.

Por otra parte los granitos de tipo-I, se clasifican como temprano a sin-colisional, con composición metaluminosa y se forman en una etapa temprana de acortamiento cortical y apilamiento que se corresponde con los granitos Andinos. En contraste los tipo-I, tardío post-colisionales, son calco-alcalinos, ricos en potasio, se forman durante el levantamiento,

extensión y fallamiento strike slip y corresponden a los Granitos Caledónicos, del Silúrico de las Islas Británicas. Estos granitos tipo-I Caledonianos, contrastan en composición y contexto con los granitos tipo-I de los Andes, como subtipos separados (Tabla 11-1).

Cinturón batolítico mesozoico andino

El batolito de la Costa de Perú (Pitcher, 1974, 1986), se desarrolló en un período de 80 Ma, mostrando un gradiente composicional desde intrusiones tempranas de diorita-gabro a granitos tardíos. Dentro de esta secuencia, hay variaciones composicionales rítmicas que reflejarían procesos de diversificación próximos al nivel de emplazamiento final. En el norte de Chile McNutt et al. (1975) establecen que los plutones se hacen más jóvenes en dirección al este. Esta migración del plutonismo se correlaciona con la subducción de la litosfera oceánica debajo del continente. La generación de magma comienza próxima a la costa en regiones someras de la placa descendente, produciéndose magmas con relaciones iniciales de Sr bastante uniformes. Los magmas subsecuentes se producen a mayor profundidad, continente adentro, reflejando incremento de fundidos mantélicos junto con sedimentos marinos subductados o corteza sílica inferior, más ricos en componentes radiogénicos.

La tectónica de placas provee una forma aceptada para explicar la generación de los batolitos graníticos, que estarían íntimamente relacionados a procesos de consumición de bordes de placas. Los batolitos circum-Pacíficos muestran las siguientes características:

1) Son cuerpos alargados, desarrollados paralelamente al límite de subducción de las placas.

2) Son compuestos, formados por plutones distintos que se agrupan, p.ej. el batolito de Sierra Nevada, contiene más de 200 plutones separados, al igual que el batolito de la costa del Perú.

3) La composición petrográfica global es intermedia. El batolito del S de California está formado por más de un 84% de granodiorita-tonalita.

4) Los granitoides se asocian con rocas volcánicas, que predatan la actividad plutónica (Grupo Choiyoi; Sistema de Famatina, Fm. Las Planchadas.)

5) El vulcanismo es generalmente menos rico en sílice, que las rocas plutónicas subyacentes.

6) La relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es baja indicando que rocas primitivas están involucradas en su origen y en el ascenso, asimilando importantes volúmenes de rocas sedimentarias de caja.

7) El orden de intrusión es generalmente de gabros a granitos.

Elementos Trazas característicos de los Granitos

Un factor de normalización apropiado para la composición granítica con valores de SiO_2 próximos al 70%, es un "hipotético granito de dorsal oceánica" (ORG), calculado como el producto de la cristalización fraccionada promedio de un MORB-N. El orden de los elementos se establece de acuerdo a su incompatibilidad relativa durante la génesis del MORB (que se incrementa de Yb a Rb y K_2O). Los patrones tienen valores normalizados próximos a uno para la mayoría de los elementos y exhiben fuertes anomalías negativas de

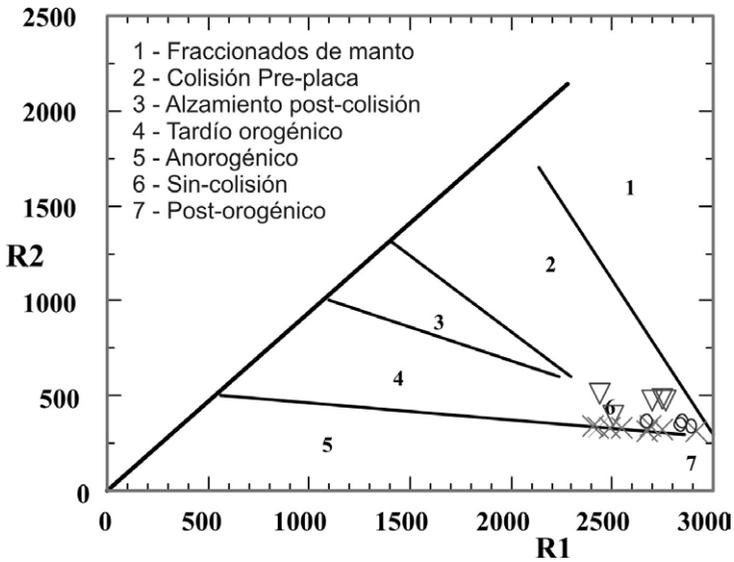


Fig. 11-2. Diagrama petrogenético multicatiónico R1 ($4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$) vs. R2 ($6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$) de Batchelor y Bowden (1985).

K_2O y Rb, perdidos en una fase volátil o por alteración. Los elementos Rb, Y (Yb) y Nb (Ta) son los más efectivos para la discriminación tectónica de los granitos.

La composición normalizada representa a un granito que pudo haber sido: (1) derivado por convección del manto superior, no afectado por eventos de enriquecimiento del manto; (2) derivado de un basalto por cristalización de plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-magnetita; (3) no afectado por fusión cortical, o asimilación, o procesos con volátiles.

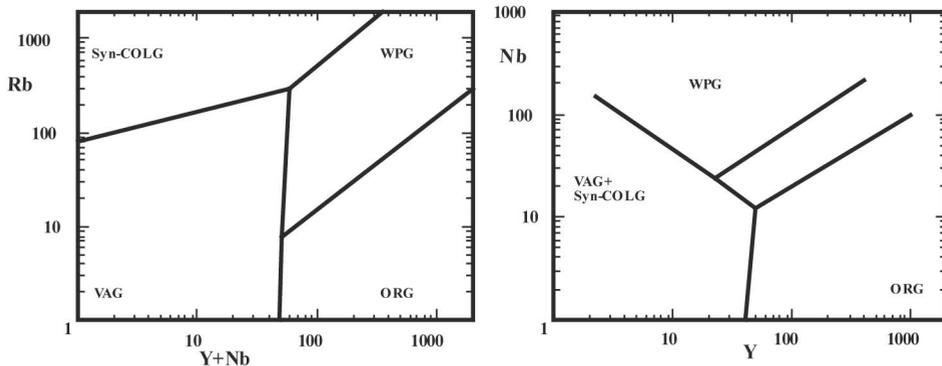


Fig. 11-3. Diagramas Rb vs. Y+Nb y Nb vs. Y, para caracterizar los campos Syn-COLG, WPG, VAG, ORG (Pearce et al. 1984)

La información sobre la aplicabilidad de elementos trazas seleccionados a la discriminación de granitos y sobre su sensibilidad a la cristalización fraccionada, es proporcionada por diagramas de variación de “Elementos trazas – SiO_2 ”, en los que:

- i) El Y e Yb son más abundantes en los MORB-N (basaltos de dorsales oceánicas normales) y en WPG (granitos de intraplaca), comparados con los VAG (granitos de arcos volcánicos), para valores de SiO_2 (56 – 80%).
- ii) El Rb es buen discriminante, entre ORG (granitos de dorsales oceánicas) y WPG;

y entre VAG y syn-COLG (granitos de sin-colisión). En este diagrama, los granitos post-orogénicos se sobrepone a los campos de VAG y sin-orogénicos.

iii) El Nb y Ta están más enriquecidos en los WPG que en otros tipos de granitos. Las excepciones son granitos de intraplaca, intruídos en áreas de litosfera continental atenuada, que se sobrepone con otros tipos de granitos.

iv) Los diagramas de Y – Nb, e Yb – Ta, son independientes de la alteración y permiten la separación de los VAG y WPG, que no puede ser lograda solo por Y, Nb, Yb o Ta. La discriminación entre WPG y ORG es oscurecida por una zona de superposición entre los WPG de la litósfera continental atenuada y los ORG de segmentos de dorsales anómalas. La discriminación entre VAG y sin-COLG es buena en el diagrama Yb – Ta y mejora en el diagrama Y – Nb. La inclusión del Rb, separa los VAG de los sin-COLG y los ORG de los WPG. Por otra parte, un eje diagonal en el espacio Nb – Y, es efectivo para separar VAG de WPG. El diagrama equivalente, Rb (Yb + Ta), muestra discriminación similar.

Caracterización según participación del manto y corteza

Los granitoides se forman en la corteza y también con participación del manto. La existencia de plagiogranitos oceánicos y de granitos alcalinos, sugieren que la presencia de corteza continental no es única en la génesis de ciertos tipos de granitoides, donde el manto superior es la única fuente. Otros granitoides no se originan exclusivamente en el manto superior ni en la corteza continental. La mayoría de los granitoides orogénicos se originan en la interfase, e involucra componentes de corteza y manto, todas estas posibilidades quedan expresadas en la clasificación de Barbarin (1999).

La geoquímica de los elementos mayores, reflejan la petrogénesis de tres grupos de granitoides (Tabla 11-2). 1) Los que son de origen orogénico cortical, con caracteres calco-alcalinos y peraluminosos y comprende a los granitos MPG (granitoides peraluminosos con moscovita) y los CPG (granitoides peraluminosos con cordierita). 2) los granitoides orogénicos híbridos, de origen mixto, derivados de manto y corteza. Comprende a los granitos calco-alcalinos y metaluminosos, que involucra a los KCG (granitoides calco-alcalinos ricos en potasio) y a los ACG (granitoides calco-alcalinos con anfíbol). El grupo KCG es de origen mixto en ambientes de régimen transicional; mientras que los ACG responden a un régimen de subducción. 3) A los granitos mantélicos se los denomina ATG (granitoides de arco toleíticos) y se relacionan a subducción. A los granitoides toleíticos derivados del manto en las dorsales medio-oceánicas se los denomina RTG (granitoides toleíticos de dorsal). Mientras que los derivados del manto en áreas continentales de distensión, son alcalinos a peralcalinos, PAG (granitoides alcalinos-peralcalinos).

Tipos de Granitoides		Origen	Ambiente Geodinámico
Granitoide peraluminosos con moscovita	MPG	CORTICALES	COLISION CONTINENTAL
Granitoides peraluminosos con cordierita	CPG	Peraluminosos	
Granitoides calco-alcalinos ricos en K (alto K y bajo Ca)	KCG	MIXTOS (Corteza+Manto) Metaluminosos y calco-alcalinos	REGIMEN TRANSICIONAL
Granitoides calco-alcalinos con anfíbol (bajo K y alto Ca)	ACG		SUBDUCCIÓN
Granitoides arcos toleíticos	ATG	MANTELICOS	DISTENSION OCEÁNICA
Granitoides de dorsales oceánicas toleíticos	RTG	MANTELICOS	
Granitoides alcalinos peralcalinos	PAG	MANTELICOS	RIFT CONTINENTAL

Tabla 11-2. Clasificación granitos (Barbarin 1999)

Los granitoides corticales son productos de fusión de material cortical debido a engrosamiento tectónico de la corteza continental en un cinturón orogénico y corresponden a ambientes de colisión continental. El manto superior puede proveer los materiales para los granitoides híbridos y ciertamente el calor necesario para fundir la base de la corteza. Los granitos derivados del manto superior son el resultado de extremo fraccionamiento de magmas básicos derivados del mismo.

Granitos en zonas de colisión continente-continente

Ejemplos de colisión continente-continente antiguos son los orógenos del Hercínico (Paleozoico) del sur de Europa y de Grenville (Proterozoico) en el este de Canadá. En tiempos más recientes (~55 Ma), la convergencia de las placas de Africa y Europa formaron los Alpes y la colisión de las placas de la India y Asia, formaron las montañas del Himalaya y la meseta del Tibet, hacia el norte en la placa asiática. Para esta colisión se estima un acortamiento cortical de 1000-1500 km con una corteza continental de 80 km de espesor, que participaron en la colisión. Un arco volcánico se formó antes de la colisión continente-continente pero fue extinguido por subducción de corteza oceánica, por lo que no hay rocas volcánicas que estén directamente asociadas con la colisión. Asimismo, lavas máficas potásicas y localmente riolitas peraluminosas (<13 Ma) ocurren en el Plateau del Tibet y estarían relacionadas a tectonismo extensional, bajo estas masas gravitacionalmente inestables. En el Mioceno temprano (~20 Ma) el magmatismo en el orógeno del Himalaya está representado por enjambres de diques, cuerpos intrusivos irregulares y plutones graníticos, que forman una cadena de intrusiones de aproximadamente 2000 km a lo largo de los Altos Himalayas. Estas rocas son leuco-granitos de tipo-S, compuestos por asociaciones peraluminosas, con cuarzo (31%), feldespato alcalino (22%), plagioclasa sódica (35%), moscovita (9%) y biotita (2%), más turmalina-moscovita. Granate de Mn-Fe, circón, monacita y apatita son accesorios comunes. Los leucogranitos de dos micas han experimentado deformación metamórfica subsólida, mientras que los granitos de moscovita-turmalina que los cortan, no están foliados. Los leucogranitos son la base de una espesa secuencia altamente deformada de rocas sedimentarias y magmáticas (gneises y migmatitas de cuarzo-feldespato, mica y sillimanita) de edad Precámbrica a Paleozoica inferior, recubierta por espesas secuencias de rocas metasedimentarias.

Los magmas que dieron origen a los leucogranitos peraluminosos estuvieron próximos al mínimo de temperatura (aprox. 700°C) y corresponden a fundidos parciales de rocas meta-sedimentarias micáceas, sin componentes de manto. Los datos son:

1. Las relaciones isotópicas de los granitos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,73 - 0,83$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5121 - 0,5118$; $\delta^{18}\text{O} = 9 - 14\text{‰}$) corresponden a gneises cuarzo-feldespáticos micáceos.

2. No hay rocas magmáticas asociadas, que tengan componentes del manto.

3. Los fundidos parciales de cuarzo-feldespato-mica, son similares a los obtenidos por experimentos en condiciones sub-saturadas de agua (fusión por deshidratación). Bajo condiciones de saturación en agua, los fundidos parciales disuelven gran volumen de plagioclasa sódica de la roca fuente, que tienen alta relación Na/K, Sr/Rb y Sr/Ba y que corresponden a fundidos trondhjemíticos, distintos a los leucogranitos del Himalaya. No obstante, algunas variaciones en la fugacidad de oxígeno en la fuente es evidenciada por la variable relación entre turmalina/biotita. La turmalina se estabiliza para bajas concentraciones de agua y la biotita para altas concentraciones. Las rocas fuentes del Himalaya son grauvacas

con boro (<16 ppm) y lutitas con boro (~100 ppm), en comparación con los 225 ppm de B de los leucogranitos. Ambas pueden ser fuentes, dependiendo de los coeficientes de distribución y el grado de fusión parcial.

La anatexis pudo haber sido activada por liberación de fluidos acuosos desde la base caliente de rocas de los Bajos Himalayas, como gneises emplazados sobre la Falla Principal Central, que pudo haber dado origen a fundidos saturados en agua. Por otra parte, si prevaleció la fusión parcial subsaturada en agua (deshidratación), ésta podría haber sido causada por calentamiento a lo largo de la falla de cizalla, o por descompresión de corteza gruesa y caliente.

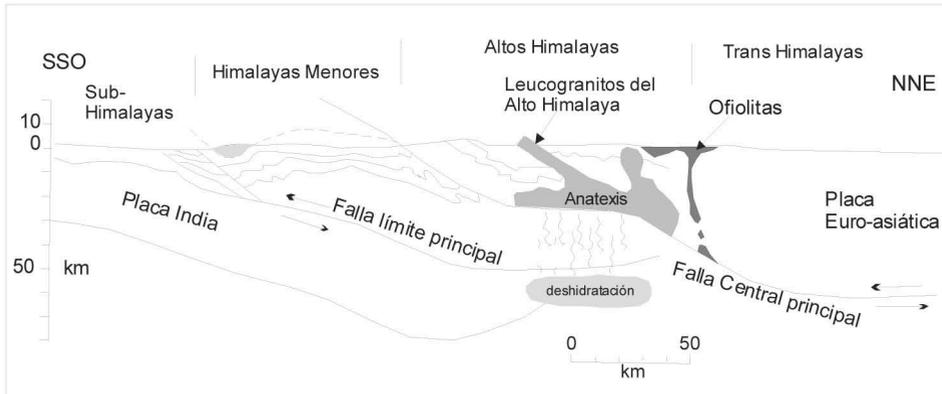


Fig. 11-4. Esquema de formación de granitos en los Himalayas. (Modificado de France - Lanord y Le Fort 1988).

Granitos Tipo A

El ambiente tectónico en los cuales se generan los granitos tipo-A, corresponde a áreas continentales de extensión (rift), de áreas de intraplaca y cratones estables. Algunos granitos de tipo-A ocurren como post-orogénicos o post-colisionales, pero estas categorías se refieren al tiempo de intrusión, más que a un régimen tectónico específico.

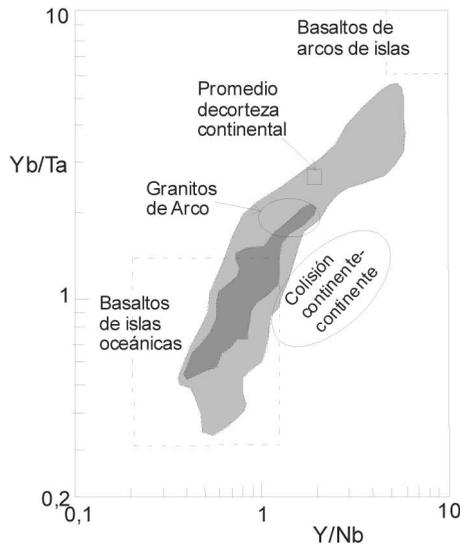


Fig. 11-5. Diagrama Yb/Ta vs. Y/Nb, que separa los diferentes tipos de rocas ígneas.

Los ejemplos de granitos tipo-A son comunes en todo el mundo desde el Proterozoico-medio (1,4 – 1,1 Ga), traquitas Pérmicas per-alcálicas (pórfitos rómbicos) del graben de Oslo en Noruega. Las intrusiones de sieno-granitos Jurásicos de White Mountains de New Hampshire (incluye los anillos complejos de una caldera profundamente erosionada) y muchas rocas volcánicas silíceas Cenozoicas del oeste de Estados Unidos. Este tipo de rocas también están desarrolladas en el Cretácico del norte de Argentina, formando los plutones de Rangel y Tusaquillas, en un ambiente distensivo.

Bases de clasificación		Origen					
		Cortical		Mixto		Manto	
Nomenclatura química	Shand (1943)	Peraluminosos		Metaluminosos		Alcalinos	
	Lacroix(1933)	Calco-alcálica-peraluminosa		Calco-alcálicas		Alcalinas	
Mineralógico QAP	Lameyre (1980) Lameyre & Bowden (1982)	Leucogranitos (fusión cortical)		Serie calco-alcálica (Alto- medio- bajo-K)		Serie Toleítica	Serie peralcalina
Óxidos opacos	Ishihara (1977)	Serie Ilmenita			Serie Magnetita		
Geoquímica (elementos mayores)	Chappell & White (1974, 1983). Collins <i>et al.</i> (1982). Whalen <i>et al.</i> (1987)	Tipo-S		Tipo-I	Tipo-M	Tipo-A	
Geoquímica (elementos trazas)	Pearce <i>et al.</i> (1984)	Granitos colisión (COLG) Sintectónico Tardiotectónico			VAG	ORG	WPG
Ambiente tectónico	Pitcher (1983, 1987)	Tipo Hercínico	Caledoniano	Andino	Pacífico W	Nigeria	
Clasificación de Barbarin (1999)		MPG	CPG	KCG	ACG-ATG	RTG	PAG

Tabla 11-3. Clasificación petrogenética comparativa de los granitos según varios autores.

Las temperaturas de los magmas son elevadas, comúnmente >900° C, en comparación los ~800° C de los magmas de arco. La baja fugacidad de agua es típica, siendo comunes las perfitas hipersolvus en los feldespatos de los granitos y los minerales máficos anhidros tienen amplio desarrollo. Una serie de reacción discontinua en la cual la cristalización de minerales máficos está limitada a los fundidos residuales próximos al solidus es de olivino fayalítico-hedenbergita (clino-piroxeno)-ferrohastingsita (anfíbol)-annita (biotita-Fe). Otros magmas alcalinos pueden cristalizar riebeckita-arfvedsonita (anfíboles Na-Fe) y aegirina (clino-piroxena-Na-Fe). Aunque el mínimo ternario (Fig. 11-1) de las rocas graníticas de arco y de colisión, los granitoides de tipo-A, incluyen sienitas ricas en feldespatos alcalinos, cuarzo-sienitas y granitos con feldespato alcalino. Estas rocas faneríticas están relacionadas espacial, temporal y genéticamente con rocas extrusivas de composición similar, en especial traquitas y riolitas. Una asociación recurrente de los granitos tipo-A, es con toleitas y rocas máficas alcalinas.

Petrogénesis

Los magmas de tipo-A parecen ser poligenéticos, no hay un único proceso que genera a todos ellos. El fraccionamiento del calcio de plagioclasas ricas en Al, desde un magma madre basáltico ligeramente alcalino, ha sido invocado como productor de magmas residuales peralcalinos. Sin embargo, Rb y Cs no son tan altos como se esperaría en todos los casos y la cristalización de plagioclasas cálcicas debería producirse más en un magma hidratado, que en un típico magma de tipo-A de faja fugacidad de agua. El salto composicional

(bimodalidad) entre rocas félsicas y máficas en muchas localidades es difícil de reconciliar con el fraccionamiento, el cual tendería a un campo continuo de magmas derivados de composición intermedia.

Las relaciones Y/Nb y Yb/Ta (Fig. 11-5) indican la presencia de componentes de manto y de corteza continental en las rocas félsicas de tipo-A. Muchas caen en el campo de los basaltos de islas oceánicas y otras lo hacen en la tendencia de corteza continental. Y aún algunas lo hacen entre basaltos de arcos de islas y corteza continental.

Los componentes del manto podrían derivar de basaltos de islas oceánicas, con signatura de pluma que fueron hospedadas en la corteza continental inferior o subplacados debajo de ella. Durante el magmatismo, los basaltos intruidos tempranamente pueden ser parcialmente fundidos por intrusiones posteriores, constituyendo un importante mecanismo en la generación de magmas de tipo-A.

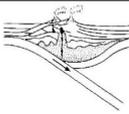
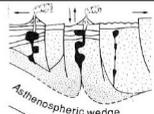
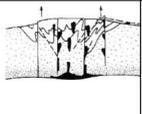
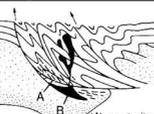
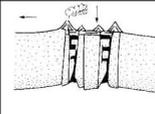
	OROGENICO			TRANSICIONAL	ANOROGENICO
	Arco islas oceánicas	Margen continental activo	Colisión continental	Levantamiento/ colapso post-orogénico	Rift continental. Punto caliente
					
Geoquímica	Calc-alc > tol. Tipo-M e I-M hidrídicos Met-Al.	Calc-alc. Tipo-I > Tipo-S Met-Al. a Per-Al	Calc-alc. Tipo-S Per-Al.	Calc-alc. Tipos-I y S (Tipo-A) Met-Al. a Per-Al.	Alcal. Tipo-A Per-alcal.
Tipos de rocas	Cz-diorita en arco maduro	Tonalit- granod > granito- gabro	Leucogranito y migmatitas	Granod. + diorita-gabro. Bimodal	Granito-sienita + diorita-gabro
Minerales	Hbl>bi	Hbl, bi	Bi, mu, hbl, grt, Sil-Al, crd.	Hbl>bi	Hbl, bi, aegir, fayal, riebeck, arfved.
Volcanismo	Basalto arco islas a andesit	Andesita y dacita	ausente	Basalto y riolita	Lavas alcalinas y tobas
Ejemplos	Bougainville, islas Solomon	Batolitos Cordillera de los Andes	Manaslu y Lhotse, Nepal	Plutones tardío Caledónicos Inglaterra	Complejos de Nigeria. Pluton Rangel
Origen	Fusión parcial de manto	Fusión parcial de manto con corteza	Fusión parcial de corteza reciclada	Fusión parcial de corteza inf y media+ manto	Fusión parcial de manto y/o corteza inf. anhidra
Mecanismos de fusión	Subducción, transferencia de calor y fluidos hacia arriba que disuelven minerales de la loza.		Engrosamiento o tectónico + calor radiogén.	Calor cortical + mantélico (ascen. Astenósfera)	Punto caliente y/o ascenso del manto

Tabla 11-4. Clasificación geotectónica de los granitos. (Modificado de Pitcher 1993).

Por ejemplo Collins et al. (1982) postulan una generación de magma desde una fuente que estuvo sujeta previamente a fusión por deshidratación dejando un residuo que contiene F y Cl en biotitas y anfíboles. Sin embargo otros petrólogos piensan que el residuo cristalino después de la fusión y deshidratación es incapaz de producir fundidos parciales félsicos adicionales. Patiño Douce (1997) expresa que para alta temperatura de anatéxis en la corteza somera ($P \leq 4$ kbar) las rocas fuentes del arco contienen solo cantidades limitadas de biotita y anfíbol produciendo fundidos con composición de elementos mayores similares a los granitoides de tipo-A, razón por la que el residuo es de plagioclasas cálcicas y orto-piroxeno. Los fundidos parciales contendrían todo el F y Cl desde la fuente que tiene altas relaciones de Ga/Al (el Ga es incompatible en los minerales residuales), Fe/Mg, K/Na, y $(Na + K)/Ca$, pero son bajos en elementos compatibles como Ca, Sr y Eu. Bajos en Ni, Cr y Co y el fundido refleja bajas concentraciones en la fuente. Sin embargo, la fusión parcial de rocas

de arco debería dar una anomalía negativa de Nb-Ta y la relación Rb/Nb debería ser alta, ninguna de estas características se observa en las rocas félsicas de tipo-A.

Clasificación geotectónica de los granites

Numerosos investigadores sostienen que la clasificación de los granitos según el ambiente tectónico, es más adecuada que la clasificación alfabética. La Tabla 11-4, muestra esta clasificación que ha sido modificada de Pitcher (1983, 1993), Barbarín (1990) y de Winter (2001). Aunque las clasificaciones químicas proveen a los investigadores algunos criterios para poder caracterizar la fuente de los materiales, una clasificación basada en el ambiente tectónico, provee a los estudiosos, las razones y donde estos se han formado. Asimismo pone en evidencia la continuidad entre los procesos geológicos y la generación magmática, rompiendo un poco esa estructura en compartimiento, a lo que somos tan afectos.

La Tabla 11-4 muestra que los granitos ocurren en diferentes ambientes, que pueden ser groseramente agrupados en: orogénicos y anorogénicos. Los Orogénicos: están claramente definidos, como los que resultan de la formación de montañas, resultantes de esfuerzos compresivos asociados con la subducción. Los Anorogénicos: se refieren al magmatismo de intraplaca, o de bordes de placas distensivas. Los Post-orogénicos: son más dificultosos de clasificar, porque sin orogenia ellos no se habrían formado, por lo que intruyen después de un evento orogénico. Por esta razón han sido clasificados como orogénicos por algunos autores y anorogénicos por otros. Aunque algunos autores los llaman Transicionales, por tener ciertos aspectos que pertenecen a ambas categorías. Esto no quiere decir que los granitoides transicionales deben ocurrir entre los eventos magmáticos orogénicos y anorogénico, aunque esto muchas veces tiene lugar.

Pegmatitas

Las pegmatitas se definen como rocas ígneas de grano variable pero generalmente muy grueso, usualmente de composición granítica. La textura pegmatítica se refiere a rocas cuarzo-feldespáticas de grano muy grueso. El tamaño de los grandes cristales indica “baja relación de nucleación” en un ambiente que conduce a la formación de grandes cristales. Este ambiente corresponde a estadios tardíos de magmas graníticos, ricos en agua, durante el cual evolucionan en fracturas dilatadas o en alguna estructura favorable de la cámara magmática. También pueden ser de composiciones granodioríticas, tonalíticas, sieníticas, gábricas y tienden a estar enriquecidos en elementos raros.

La gran diversidad de pegmatitas hace difícil definir las en términos adecuados y simples. Son siempre de grano grueso (algunas veces extremadamente) y por lo general con tamaño de grano irregular, en comparación con las rocas plutónicas de composición similar. La presencia de intercrecimientos gráficos, por lo general de microclino-cuarzo y el desarrollo local de cavidades recubiertas de cristales, son rasgos típicos. La mayor parte de las pegmatitas son mineralógica y químicamente similares al granito, pues sus componentes principales son cuarzo, microclino y plagioclasa sódica, junto a micas y minerales accesorios, que pueden tener importancia económica como, turmalina, apatito, titanita, monacita, circón, fluorita, etc. Los equivalentes pegmatíticos de los gabros y dioritas, están formados principalmente por hornblenda y plagioclasa, son mucho más raras. Pegmatitas graníticas también se forman

en sistemas anatéticos, metasomáticos e hidrotermales.

Los minerales máficos comunes en las pegmatitas son hidratados, micas en las pegmatitas ácidas y anfíboles en las variedades más básicas. La presencia de minerales que contienen P, F, Cl, S, B, etc., en las pegmatitas mineralógicamente complejas indica que las sustancias volátiles han desempeñado un papel esencial en su origen. Otra característica de las pegmatitas de mayor complejidad, es la concentración elevada de elementos como: Li, Be, Mo, W, Th, Zr, Sn, Ta, Nb, etc., que no pertenecen a la categoría de constituyentes volátiles pero que forman cloruros y fluoruros con puntos de ebullición más bajos, que los de las correspondientes sales de Cu, Pb, Zn, etc., que sólo se encuentran en pequeñísimas cantidades en las pegmatitas. Generalmente constituyen enjambres de diques, filones o lentes, de desarrollo tardío, dentro de los plutones granitoides o en sus bordes; o asimismo constituyen complejos migmatíticos de desarrollo regional. En general se presentan en masas de pequeño tamaño. Las masas individuales varían desde pocos centímetros hasta decenas de metros. También son conocidas masas mayores, que en algunos casos llegan a medir kilómetros de longitud y centenares de metros de espesor.

Las pegmatitas con cuarzo libre, se dividen en dos clases: A) Las pegmatitas simples formadas por cuarzo, feldspatos alcalinos, microclino y cantidades variables de plagioclasa sódica y micas. La asociación mineral es simple y los minerales accesorios son escasos o están ausentes (como en los granitos). Las aplitas están caracterizadas por una fábrica de grano fino constituida por minerales generalmente anhedrales a subhedrales, formando típicamente delgados diques de desarrollo tardío, dentro de los plutones graníticos y en su roca de caja. B) Las pegmatitas complejas contienen, además de cuarzo, feldspatos y micas, minerales raros en considerable abundancia y variedad como: lepidolita, espodumeno, turmalina, topacio, casiterita, berilo, tantalita, columbita, zircón, uraninita, torita, apatito, ambligonita, etc.

La estructura zonal muy variable de las grandes masas de pegmatitas, hacen difícil calcular la composición global media de estas rocas. Las pegmatitas relacionadas con sienitas y sienitas nefelínicas, son especialmente ricas en minerales de tierras raras (Ce, La, Y).

Petrogénesis

Las pegmatitas en las migmatitas de desarrollo regional, han sido interpretadas de diversa manera; como productos de inyección magmática (con o sin metasomatismo simultáneo), como materiales expulsados de la roca huésped como resultado de fusión parcial (anatéxis) o como concentraciones de sílice, alúmina y álcalis, formadas por difusión iónica a través de rocas sólidas.

Asimismo como los plutones graníticos se han formado por intrusión de magmas ácidos, las pegmatitas asociadas se forman al final del ciclo ígneo, por lo que muchas cortan al granito predecesor, por lo se las interpreta como productos de la cristalización de magmas graníticos acuosos, en sistemas cerrados, cuyas últimas fracciones enriquecidas progresivamente en agua, son concentradas hacia el interior del cuerpo, de manera que el núcleo representa la etapa final de una cristalización en la que participa una fase acuosa gaseosa.

La concentración en constituyentes volátiles como condición necesaria para el desarrollo de las pegmatitas, es atribuida al desarrollo de una fracción líquida residual, de bajo punto de fusión que se concentra en las etapas finales de la cristalización del magma ácido. Esto sugiere que tanto una fase acuosa gaseosa, como una mezcla fundida saturada en agua participarían en la compleja evolución de las pegmatitas.

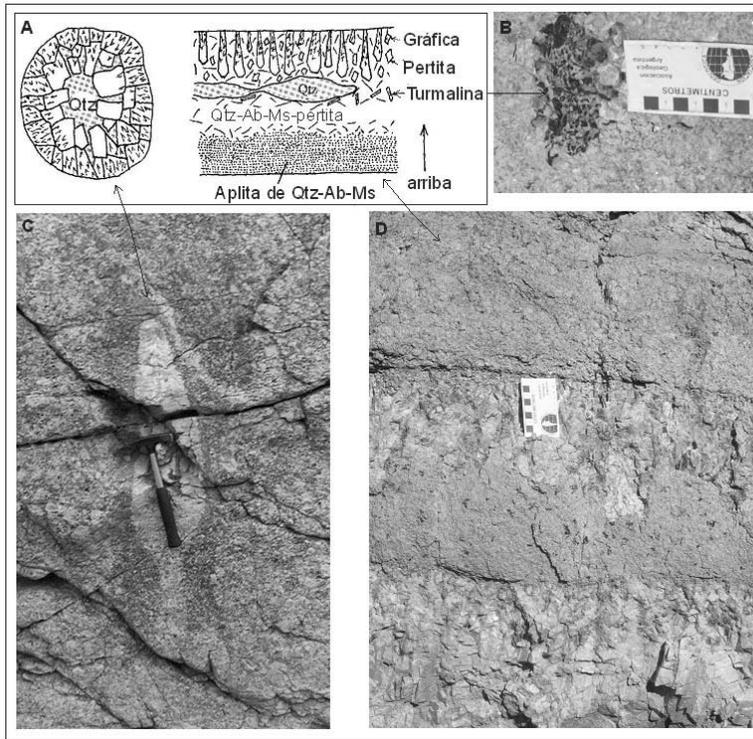


Fig. 11-6. Desarrollo de pegmatitas. A: Esquema de pegmatita de segregación, que se ejemplifica en C (Granito Capillitas). B: Esquema de desarrollo de pegmatita de inyección, con detalle en B de intercrecimiento de turmalina-cuarzo y en D de una secuencia de inyección (Sierra de Mazán).

El importante desarrollo de intercrecimientos gráficos de microclino y cuarzo, las rápidas variaciones en la mineralogía y del tamaño de grano, así como la tendencia de desarrollo fibrorradiado que presentan algunos minerales como la turmalina, evidencian que las pegmatitas no cristalizan directamente de una mezcla fundida de la misma composición. El cuadro de evolución corresponde más bien, a una cristalización magmática seguida de una secuencia de sustituciones, como las que ocurren en la formación de filones metalíferos a partir de soluciones acuosas diluidas o de gases acuosos.

Es fácil comprender que un líquido residual pegmatítico tardío, debe ser rico en cuarzo y feldespatos alcalinos en proporciones que se corresponden aproximadamente con el mínimo de fusión del sistema ortosa-albita-sílice. También es de esperar, que en los residuos finales del magma granítico se encuentren concentrados el agua y componentes volátiles como P, F, S, Cl, etc. así como compuestos volátiles como SnCl_4 , FeCl_3 , etc. Hay sin embargo otros elementos raros, característicos de las pegmatitas, que no pertenecen a estas categorías, p. ej. Be y Li, que se concentran en razón de que a las temperaturas de cristalización magmática, por tener diferencias notables en radio y carga iónica, no reemplazan a los elementos comunes, como los metales alcalinos, Ca, Mg, Fe, etc. que forman los minerales petrogenéticos comunes de la fase fundida del magma.

Los feldespatos y cuarzo que cristalizan de una mezcla pegmatítica fundida no saturada en agua, producen el aumento del contenido de H_2O , pero dicho efecto puede ser anulado parcial o totalmente por la cristalización de anfíboles y micas contenidos en la mezcla. Es de esperar entonces que en ciertas circunstancias la fase fluida del magma pegmatítico, puede

quedar saturado en agua, entonces se separa una segunda fase fluida con un contenido de agua muy elevado y a altas temperaturas, este fluido puede ser gaseoso (en estado supercrítico) desde el momento de la separación. Cuando la temperatura y la presión descienden por debajo de los valores críticos de un fluido acuoso, éste puede separarse a su vez en dos fases fluidas inmiscibles ricas en agua, una solución acuosa y vapor de agua. Por lo tanto, es posible que bajo ciertas condiciones dentro del campo de cristalización de las pegmatitas, pueden coexistir fases cristalinas en equilibrio, con una mezcla silicatada fundida rica en agua, una solución acuosa diluida y una fase vapor rica en agua.

Una vez alcanzada la etapa en la cual coexisten los cristales, la mezcla fundida saturada de agua y el gas acuoso, la cristalización ulterior es relativamente simple, como lo demuestra el sistema Albita-Agua, que implica el intercambio de materiales entre las fases presentes a medida que baja la temperatura. Cuando la permeabilidad de la roca de caja lo permite, la fase gaseosa puede escapar en tanto que las fases líquida y cristalina quedan retenidas en contacto mutuo. En un momento dado, las presiones respectivas sobre el líquido y el gas, pueden ser muy diferentes. La posibilidad de que al descender la temperatura, continúe formándose gas como resultado del fenómeno del “segundo punto de ebullición”, para lo que debe aumentar la tensión de vapor del líquido (y equilibrarse con la presión de confinamiento) y al bajar la temperatura, baja la tensión de vapor. Esto indicaría que la formación de cristales gigantes en pegmatitas se produce generalmente en sistemas plutónicos profundos. En los sistemas epizonales el aumento de la presión produce fracturas en las rocas de caja y la pérdida de volátiles, por lo que se genera una rápida cristalización, con formación de texturas aplíticas.

Las pegmatitas pueden estar formadas, principalmente de cuarzo, microclino, mica, plagioclasa sódica que han cristalizado durante las etapas magmáticas y pegmatítica y pueden ser los únicos minerales presentes o estar substituidos parcialmente por sucesivas asociaciones minerales .

La estructura zonal característica de muchas pegmatitas, es atribuida a la cristalización durante la etapa pegmatítica, pero el desarrollo de masas de substitución y relleno de grietas de fractura que cruzan las estructuras zonales pertenecen a las etapas neumatolítica e hidrotermal.

Se supone que cantidades pequeñas de los componentes volátiles modifican de modo sustancial el comportamiento de los baños de fusión de silicatos. Como sus pesos moleculares son bajos en comparación con la mayoría de los silicatos y óxidos, sus fracciones molares pueden ser grandes a pesar de sus bajos porcentajes en peso. Elementos como el Cl, B y F forman fácilmente compuestos químicos mucho más volátiles y solubles en el agua que los óxidos y silicatos. Asimismo la viscosidad de los fundidos de silicatos disminuye notablemente por la adición de agua o flúor, lo que es debido a la rotura de los enlaces Si-O-Si, en presencia de OH y radicales F.

Los recientes trabajos experimentales de London (2005) cuestionan muchos de los conceptos vigentes sobre la interpretación genética de las pegmatitas, con relación a procesos tales como “refinamiento constitucional” y “láminas de fundido limitantes”. También se interpreta que las temperaturas, serían mas bajas de lo que se creía, p. ej. La pegmatita de Tanco (USA) que es rica en litio, cristalizó como máximo a 450° C y la Little Three (USA) registra 425° C en los márgenes, y 375° C en la zona del núcleo y los fundidos pueden persistir a temperaturas tan bajas como 260° C. Asimismo se han determinado temperaturas máximas de 700° C en pegmatitas miarolíticas con cuarzo-espodumeno. El fundido granítico fluidificado por “fluxes” (flujos) antes llamados volátiles, está compuesto por F, B, P, H₂O, los cuales bajan las temperaturas de fusión y cristalización; pareciendo suprimir la nucleación del

cuarzo y feldespatos y bajando la viscosidad. También se cuestiona el tiempo de cristalización, p. ej. La pegmatita Harding de 20 m de espesor, se habría enfriado totalmente en 3 a 4 meses. La pegmatita de gemas Himalaya-San Diego, alcanzó su solidus en una (1) semana.

Lecturas seleccionadas

- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.
- Batchelor, R.A., y Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Best, M. 1982. Igneous and metamorphic petrology. Freeman.
- Brown, W.L. 1993. Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: Ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113: 115-125.
- Chappell, B.W., y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contr. Mineral. Petrol.* 80: 189-200.
- Debon, F., y Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences* 73: 135-149.
- Floyd, P.A., y Winchester, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planetary Science. Letters* 27: 211-218.
- Hine, R.H., Williams, I.S., Chappell, B.W., White, A.J.R. 1978. Geochemical contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Geological Society of Australia* 25: 219-234.
- Ishihara, S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Lameyre, J. 1980. Les magmas granitiques, leurs comportements, leurs associations et leurs sources. *Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr. Mém. H.S.* 10: 51-62.
- Lameyre, J., y Bowden, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. & Geother. Res.* 14: 169-186.
- Le Maitre, R.W. 1989. A Classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford. Blackwell Scientific.
- London, D. 2005. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist, Special Publication* 10. 347 pp.
- McNutt, R.H., Crocket, J.H., Clark, A.H., Caelles, J.C., Farrar, E., Haynes, S.J., Zentili, M. 1975. Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° and 29° south. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 305-313.
- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pitcher, W. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. (Ed.) *Mountain Building Process*. Academic Press, London.
- Pitcher, W. S. 1997. *The nature and origin of granite*. New York. Chapman & Hall.
- Pitcher, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional. 321 pp.
- Ramberg, H. 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: Newall, G., y Rast, N. (eds.) *Mechanism of Igneous Intrusion*. Liverpool: Gallery Press, 261-286.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks*. T. Murby, London. 488 pp.
- Takahashi, E.N., Katsjji, N., y Wright, T.L. 1998. Origin of the Columbia River basalts: Melting model of a heterogeneous plume head. *Earth Planet. Sci. Lett.* 162: 63-80.
- Von Platten, H. 1965. Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Pitcher, W.S. y Flinn, G.W. (eds.) *Controls of Metamorphism*. 202-218 pp. Oliver & Boys, Edimburgh, Escocia.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- White, A.J.R., y Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- Winter, J.D. 2001. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 pp.