CAPÍTULO 11

Texturas de los cuerpos ígneos

Pablo D. González

11.1. Introducción

El mapeo de los cuerpos ígneos (tamaño, forma, contactos, etc.) y sus rocas de caja, vistos en los capítulos precedentes, y el estudio petrográfico de sus texturas son esenciales para comprender la evolución geológica de un distrito ígneo y establecer correctas correlaciones con otras regiones. En particular las texturas de los cuerpos ígneos aportan información sobre: 1, la naturaleza intrusiva o extrusiva de las unidades ígneas; 2, la historia térmica de enfriamiento del magma; 3, la magnitud del contraste térmico entre el magma y las rocas de caja; 4, la dinámica del magma en el interior del cuerpo y 5, la relación entre los cristales y el fundido residual en etapas póstumas del emplazamiento.

El desarrollo de las texturas depende de la velocidad de enfriamiento del magma, por lo cual no se las puede utilizar directamente para estimar la profundidad de cristalización del magma. Como se verá más adelante en este mismo capítulo, algunos diques riolíticos superficiales de gran espesor exhiben texturas que varían desde porfíricas hasta microgranosas (Llambías *et al.* 2005), típicas de ambientes volcánico y plutónico respectivamente, y también algunas coladas potentes de basaltos tienen texturas porfíricas transicionales con microgranosas (González 1998). En ambos casos, la formación de la textura microgranosa no depende de la profundidad sino de la velocidad de intercambio de calor entre los cuerpos ígneos y sus rocas de caja.

La literatura geológica referida a la petrografía y sistemática y a la petrología ígnea es abundante (Teruggi 1950, Harker 1960, Cox *et al.* 1979, Bard 1985, Mac Kenzie *et al*. 1982, Best 1984, Mc Birney 1984, Thorpe y Brown 1985, Castro Dorado 1989, McPhie *et al*. 1993, Hibbard 1995, Best y Christiansen 2001). Se remite al lector a estas contribuciones con el fin de: 1, consultar detalles descriptivos de las texturas ígneas y sus implicancias genéticas, químicas o petrológico-tectónicas, entre otras, y 2, ampliar la cantidad de especimenes de rocas ígneas vistas en muestra de mano y al microscopio petrográfico, con ejemplos clásicos que provienen de los distritos ígneos más conocidos del mundo.

El objetivo de este capítulo es familiarizar a los alumnos y colegas con las texturas más comunes de los cuerpos ígneos intrusivos y extrusivos, y aquellas que son transicionales entre unidades plutónicas y volcánicas. Para ello se exponen caracterizaciones concisas, se relacionan con la historia térmica de enfriamiento de los cuerpos ígneos y se ilustran mediante fotografías en muestra de mano o de cortes delgados, procedentes de los principales cuerpos ígneos de la Argentina. No es atractivo ni didáctico tratar las texturas como un compendio sistemático de las mismas, sin ubicarlas dentro del contexto geológico de la evolución térmica de los cuerpos ígneos. Adicionalmente se describe en forma sucinta: 1, las texturas cumuláticas de los cuerpos intrusivos máfico-ultramáficos, ya que su formación ha sido motivo de debates y discusiones en los últimos años, con lo cual se ha alcanzado cierto grado de comprensión del origen de las mismas, y 2, una reseña de las texturas magmáticas que cristalizan sincrónicamente con una deformación, y que son comunes en varias áreas de basamento de Argentina.

Las texturas están organizadas según la yacencia de los cuerpos ígneos en intrusivas, extrusivas y transicionales entre unidades plutónicas y volcánicas. En el caso de las texturas extrusivas se separan las que caracterizan a los cuerpos no fragmentados (lavas) de los fragmentados (ignimbritas).

11.2. Métodos y técnicas de análisis textural

La *petrografía* (descripción sistemática e interpretación de la mineralogía y textura de las rocas) cualitativa clásica ha sido clave en la caracterización bidimensional (2D) de las rocas ígneas, tanto en muestra de mano, a ojo desnudo o con la ayuda de una lupa, como en secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico. Tal caracterización incluye descripciones de los minerales y sus alteraciones, del tamaño, la forma y la distribución de tamaños de los cristales, la disposición espacial, el tipo de agrupamiento de los cristales, etcétera.

Recientemente se han desarrollado técnicas cuantitativas sofisticadas de análisis petrográfico en tres dimensiones (3D), mediante programas de computación, imágenes tomográficas de rayos-X, etc., con el fin de

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Calle 1 Nº 644, B1900TAC La Plata (Buenos Aires). e-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar

obtener modelos de: 1, distribución estadística de tamaños de cristales en una roca; 2, simulación del crecimiento textural, reproduciendo texturas virtuales en computadora para compararlas con los casos reales y 3, estimación de la permeabilidad primaria en rocas ígneas, midiendo la relación cristales/poros (Jerram y Kent 2006). La combinación de los modelos texturales en 3D y los estudios experimentales de laboratorio resulta útil para comprender mejor el análisis petrográfico clásico en 2D de las texturas, y obtener importante información petrológica del orden de cristalización de los minerales, tiempo y velocidad de la cristalización, la deformación de los cristales, etcétera.

La distribución estadística de los tamaños de cristales de los distintos minerales o *crystal size distribution* (la sigla en inglés es CSD) se define como el número de cristales de un mineral por unidad de volumen, dentro de un conjunto definido de intervalos de tamaño. La distribución estadística de los tamaños de cristales más adoptada por las rocas ígneas es rectilínea, exhibida en un diagrama donde se grafican el ln de la densidad de población *versus* el tamaño de los cristales (mm), aunque también hay algunos casos de diagramas con distribución de los tamaños de cristales adoptan formas curvas de concavidad hacia arriba (Marsh 1988, 1998).

La distribución de tamaños de los cristales de las rocas ígneas puede seguir cualquier función estadística, aunque se aproxima a modelos ideales, como por ejemplo el semi-logarítmico, el log-normal y el fractal (Marsh 1988, Fowler 1990, Higgins 2006). Este último modelo es el menos conocido de los tres y sigue una distribución más o menos regular de tamaños, que es invariable según la escala de observación mesoscópica o microscópica. En el Diccionario de la Lengua Española de la Real Academia (http://www.rae.es/) la palabra fractal tiene la siguiente acepción: "figura plana o espacial, compuesta de infinitos elementos, que tiene la propiedad de que su aspecto y distribución estadística no cambian cualquiera que sea la escala con que se observe". Los modelos semi-logarítmico, log-normal y fractal no serán tratados aquí en detalle porque están fuera de los objetivos del capítulo.

La petrografía cualitativa de muestras de mano o al microscopio incluye: 1, la identificación de los minerales; 2, conteo modal de los porcentajes minerales y 3, análisis de las texturas. A ojo desnudo o con la ayuda de una lupa de mano se pueden distinguir todos los minerales, incluso los accesorios que son de menor tamaño que los esenciales, por sus propiedades físicas más comunes (color, forma, hábito, maclas, clivaje, dureza, etc.). En particular, se pueden diferenciar las plagioclasas de los feldespatos alcalinos, por las maclas polisintéticas de albita que poseen las primeras.

Los porcentajes modales de los minerales se pueden estimar visualmente en las muestras de mano en forma aproximada, o bajo el microscopio el conteo preciso de las modas mineralógicas se practica con un contador electrónico de puntos adosado a la platina. La estimación visual aproximada (la precisión depende de la experiencia del observador) es útil para la clasificación modal expeditiva de las rocas en el campo. Como apoyo de la estimación se comparan las rocas con gráficos o diagramas con porcentajes modales de minerales preestablecidos (figura 11.1). El tamaño de grano, la forma y orientación y los grumos de los minerales influyen en la comparación visual, ya sea exagerando o atenuando el porcentaje modal. Por ejemplo en rocas de grano fino hay una predisposición a sobre-estimar la moda mineral, y en rocas de grano grueso la tendencia es a subestimarla. También hay una propensión a fijar la atención en los minerales grandes, euhedrales y orientados, o a los glomérulos, que puede conducir a una estimación modal errónea. Dadas estas frecuentes equivocaciones, los gráficos o diagramas modales deben usarse con cautela y siguiendo una minuciosa rutina de análisis petrográfico.

Las grillas milimetradas, hechas de distintos materiales como por ejemplo acetato indeformable, se utilizan en los trabajos de campo para el conteo modal de: 1, rocas plutónicas porfíricas con megacristales y base o matriz de grano muy grueso, dónde es dificultoso el análi-

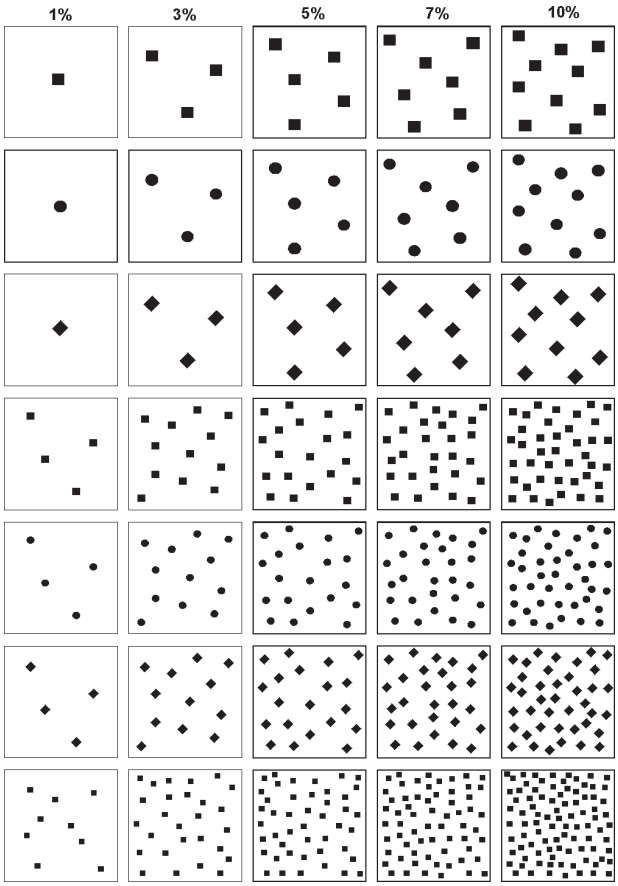

Figura 11.1. Diagramas con porcentajes modales para tres tamaños de granos y hábitos de minerales diferentes.

sis petrográfico microscópico, y 2, rocas volcánicas porfíricas con fenocristales y pasta afanítica. El primer caso es común en los granitos post-orogénicos de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, que tienen megacristales de microclino de hasta 10 cm de largo (véase figura 5.6). En estas rocas se cuenta el número de megacristales por unidad de superficie y se estima la razón megacristales/base o matriz en relación al área total.

Para el segundo caso de las rocas volcánicas, el conteo del número de fenocristales de los distintos minerales y la aproximación de la razón fenocristales/pasta afanítica o vítrea se usa para la clasificación modal expeditiva de las mismas en el campo. Sobre la base de la composición de los fenocristales, se usa el prefijo "*feno*" seguido del nombre de la roca (por ejemplo fenoriolita, fenoandesita, etc.).

La técnica de tinción de minerales ayuda a diferenciar los feldespatos, el cuarzo y la cordierita, especialmente en los granitoides, tanto en muestra de mano como en secciones delgadas, cuando estos minerales no presentan características diagnósticas que permitan diferenciarlos entre sí. Los detalles de la metodología analítica de las tinciones, la preparación previa de la roca, los reactivos químicos, etc., se pueden consultar en Nold y Ericksson (1967) y Hutchison (1973). En los granitoides y riolitoides tratados con ácido fluorhídrico y cobaltinitrito de sodio ($Na_3Co[NO_2]_6$), el feldespato alcalino se tiñe de amarillo brillante, la plagioclasa lo hace de blanco calcáreo y el cuarzo, que no se tiñe, aparece opacado o sin brillo, dado el esmerilado producido por el ataque químico del ácido (véase figura 11.16).

Otras formas de estudio de los minerales y las texturas ígneas incluyen análisis por difracción de rayos-X, imágenes tomográficas de rayos-X, microanálisis químicos con sonda de electrones y microscopía electrónica. Estas técnicas específicas no se abordarán en este manual, porque se necesitarían un número mayor de páginas para caracterizar cada una de estas metodologías.

11.3. Definiciones básicas

Las rocas ígneas están constituidas por *minerales*, *vidrio* y *cavidades primarias*. La disposición u ordenamiento espacial de estos tres componentes se denomina textura, la cual nos brinda información sobre: 1, la evolución térmica de los cuerpos ígneos y sus rocas de caja; 2, la fragmentación o no del magma; 3, la composición química global, y 4, el tamaño y la forma (volumen) de los cuerpos.

Las *propiedades texturales* son un conjunto de atributos que proporcionan el aspecto o los rasgos particulares de las texturas. El análisis cualitativo 2D de las propiedades texturales incluye los siguientes parámetros fundamentales: 1, el tamaño, la forma y la ubicación espacial de los minerales y las cavidades y 2, la razón minerales/vidrio. A continuación se brinda una caracterización general de los componentes y las propiedades texturales de los cuerpos ígneos.

11.3.1. Componentes de las Rocas Ígneas

Minerales: son compuestos sólidos útiles para clasificar las rocas ígneas, mediante un sistema admitido por la comunidad geológica internacional (Le Maitre 2002). En la naturaleza existe una amplia variedad de minerales, pero sólo algunas especies son constituyentes de las rocas ígneas. Los minerales ígneos se agrupan en Esenciales, Accesorios y Secundarios.

Minerales Esenciales: su abundancia es mayor al 95% y junto con los minerales accesorios se forman durante el enfriamiento y cristalización de un magma. Su presencia es clave para la clasificación modal de las rocas ígneas. Los minerales esenciales se dividen en dos grupos: 1, Félsicos, claros o leucocráticos y 2, Máficos, oscuros o melanocráticos.

Los minerales félsicos incluyen a los grupos de la sílice (cuarzo, tridimita, cristobalita), feldespatos alcalinos o de K-Na (microclino, ortoclasa, pertitas-micropertitas, sanidina, anortoclasa, adularia), feldespatos de bario (celsiana, hyalofano), plagioclasas o feldespatos de Ca-Na (serie de la anortita-albita) y feldespatoides (leucita, nefelina, cancrinita). Son los minerales claves para la clasificación modal QAPF de las rocas ígneas que contienen menos del 90% de minerales máficos (Le Maitre 2002).

El cuarzo es un constituyente fundamental de los granitoides (tonalita, granodiorita, granito), así como la tridimita y la cristobalita son conspicuos formadores de las rocas volcánicas ácidas.

Los feldespatos alcalinos también son abundantes en las rocas plutónicas y volcánicas ácidas, y también en sienitas, traquitas y fonolitas. El microclino, la ortoclasa y las pertitas-micropertitas se encuentran principalmente en los granitos y granodioritas, mientras que la sanidina y la anortoclasa son comunes en las riolitas y dacitas y en las ignimbritas y tobas conexas. La adularia aparece como relleno de cavidades o de fisuras, generalmente asociada a tridimita y cristobalita, en estadios posteriores a la etapa ortomagmática.

Los feldespatos de bario son raros formadores de las rocas plutónicas y volcánicas de los complejos alcalinos, especialmente en aquellos que tienen asociados depósitos de manganeso, y también aparecen en algunos lamprófiros. El hyalofano ha sido registrado en fonolitas, teschenitas, traquitas, lamprófiros tipo minette y carbonatitas (Deer *et al*. 2001 y referencias aquí citadas). Para Argentina, un feldespato alcalino rico en bario (BaO 1-2%) y una variedad de hyalofano (BaO 3-4%) son citados en monzonitas del plutón El Molle, en

el sector occidental de las Sierras Pampeanas de San Luis (González y Sato 2000, González 2003).

Las plagioclasas son importantes en las rocas volcánicas básicas a intermedias, formando los fenocristales y los cristales de la pasta en basaltos y andesitas. En general, los fenocristales zonales de los basaltos están constituidos por un núcleo de bitownita y zonas externas estrechas de una plagioclasa más sódica. En las andesitas, los núcleos de los fenocristales son generalmente de oligoclasa-andesina que se torna más ácida hacia los bordes. La composición de las plagioclasas en las pastas de los basaltos y andesitas es más sódica respecto de aquella de los fenocristales.

Las plagioclasas también son comunes formadores de rocas plutónicas básicas, intermedias y ácidas, como los gabros, tonalitas y granodioritas respectivamente. Las anortositas son rocas del Precámbrico constituidas exclusivamente por plagioclasa de composición bitownita, labradorita o andesina. La trondhjemita es una variedad leucocrática de tonalita formada por una plagioclasa ácida (albita-oligoclasa) acompañada por cuarzo y biotita, sin feldespatos alcalinos.

Los minerales esenciales máficos incluyen a los grupos de la olivina (serie forsterita-fayalita), clino- y ortopiroxeno, anfíbol y micas (biotita, muscovita, flogopita). La olivina es el constituyente principal de las rocas intrusivas máficas (gabros, diabasas y ferro-dioritas) y ultramáficas (dunitas, peridotitas y lherzolitas). La fayalita (olivina rica en hierro) asociada a cuarzo puede aparecer en rocas de la suite charnoquítica. En las rocas volcánicas, la olivina aparece como fenocristales y cristales de la pasta en los basaltos alcalinos, basanitas y basanitas fonolíticas. En las rocas volcánicas ultramáficas de alto MgO, como las komatiitas y los basaltos komatiíticos, los fenocristales de olivina son esqueletales o plumosos y de composición magnesiana (Fo_{85}-Fo_{94}).

Los piroxenos y anfíboles están distribuidos en una amplia variedad de rocas plutónicas y volcánicas, y sus composiciones son muy variadas (Morimoto 1988, Leake *et al*. 1997). Son los constituyentes principales, junto con la olivina, de las rocas básicas y ultrabásicas de los complejos máfico-ultramáficos estratificados y de las rocas de las ofiolitas en los fondos oceánicos. También aparecen en las dioritas a tonalitas (y sus equivalentes volcánicos) de los grandes batolitos cordilleranos, como por ejemplo en el Batolito Andino Patagónico.

La biotita y la muscovita son componentes fundamentales de los granitoides y dioritoides. En los equivalentes volcánicos de estas rocas, la biotita es común en las andesitas y dacitas, y más raramente en las riolitas. La flogopita es una mica magnesiana relacionada con gabros y rocas máficas a ultramáficas.

Las carbonatitas son rocas raras de origen ígneo conformadas por >50% modal de calcita y dolomita primaria, originados por la cristalización de un magma rico en carbonatos. En este caso particular, la calcita y la dolomita primaria también se consideran como minerales esenciales, ya que intervienen en la clasificación modal de las tres variedades de carbonatitas (Le Maitre 2002).

Los minerales esenciales son útiles también para caracterizar el Índice Color (IC) de una roca ígnea, que se define como la sumatoria de los porcentajes modales de los minerales máficos + minerales opacos + minerales accesorios. Los minerales opacos incluyen a los óxidos, sulfuros y elementos nativos, y en los minerales accesorios están incluidos el circón, titanita, epidoto, allanita, granate, melilitas, monticellita y monacita. La muscovita, apatita y carbonatos primarios no intervienen en la caracterización del IC, por lo cual no se deben sumar sus porcentajes modales. En el IC tampoco intervienen los minerales secundarios.

Minerales Accesorios: modalmente no son abundantes, generalmente varían entre 1% y 2%, excepcionalmente hasta 5%. Intervienen en el Índice Color y no participan en la clasificación modal. Los minerales accesorios más comunes son: apatita, titanita, circón, ilmenita, magnetita, monacita, rutilo, allanita, epidoto primario (magmático), granate, espinelas, carbonatos (<50%), topacio y fluorita. Menos comunes son la cordierita, andalucita, baddeleyita y sulfuros.

Los minerales accesorios combinados con algunos esenciales son diagnósticos para aproximar la clasificación química ASI (Alumina Saturation Index) de los granitoides (Shand 1927) y para distinguir facies consanguíneas de un mismo cuerpo ígneo. La asociación de titanita, biotita y hornblenda (± piroxeno) es característica de los granitoides meta-aluminosos (ASI < 1) y calco-alcalinos. La cordierita asociada a biotita y muscovita (± granate ± andalucita) son diagnósticos de los granitos peraluminosos (ASI > 1). Asimismo, la sociedad de abundante apatita, titanita, calcita, epidoto de tierras raras y aegirina, riebeckita y/o arfvedsonita es típica de los granitoides peralcalinos (ASI << 1).

Los minerales accesorios también son útiles como discriminantes de granitos. Sobre la base de la abundancia modal de magnetita o ilmenita los granitos son clasificados en dos series, una magnetítica y otra ilmenítica (Ishihara 1977). La importancia de esta distinción radica en que los granitos magnetíticos se relacionan a mineralizaciones de cobre y metales base, mientras que la variedad ilmenítica está asociada a mineralizaciones de estaño y wolframio.

El circón ($ZrSiO_4$) y la monacita [(Ce, La, Th) PO_4] de las rocas ígneas ácidas y la baddeleyita (ZrO_2) y zirconolita [$(Ca,Ce)Zr(Ti,Nb,Fe_3+)_2O_7$] en las básicas contienen cantidades apreciables de U y Th en sus redes cristalinas, y también de Pb, que es el isótopo hijo del decaimiento radioactivo del U y Th. Las relaciones isotópicas $^{238}U/^{206}Pb$, $^{235}U/^{207}Pb$ y $^{232}Th/^{208}Pb$ en estos cuatro minerales accesorios se utilizan para determinar la edad de cristalización magmática de los cuerpos ígneos, aplicando el método U-Th-Pb. Asimismo, las relaciones

Pb/Pb entre los distintos isótopos de este elemento se usan como indicadores petrogenéticos y para caracterizaciones isotópicas con el fin de realizar comparaciones regionales de la evolución crustal de terrenos ígneo-metamórficos antiguos.

Minerales Secundarios: provienen de la alteración de los minerales ortomagmáticos esenciales y accesorios. La *alteración* se define como los cambios mineralógicos, texturales y químicos de una roca producidos por fluidos, principalmente volátiles y agua. Los principales controles de la alteración son la temperatura, presión y composición del fluido que produce la alteración, la magnitud del contraste térmico entre el fluido de alteración y la roca hospedante, la razón de volúmenes fluido/roca, el tiempo de interacción del fluido en la roca y la permeabilidad y composición de la roca hospedante de la alteración. Durante la alteración de una roca ocurren dos procesos: 1, los minerales pre-existentes se transforman en otros minerales, denominados secundarios o de alteración, y 2, aparecen nuevos minerales. El reemplazo o transformación de los minerales existentes puede ser pseudomórfico, en parches, tangencial, mantos, halos o coronas, etc. El crecimiento de especies nuevas se produce comúnmente en cavidades y venillas.

Los minerales secundarios más importantes son los argilominerales (formados a partir de feldespatos), cloritas (modificación de biotita, piroxenos y anfíboles), serpentinas (según olivinas y piroxenos), epidotos (por alteración de plagioclasas y anfíboles), talco (piroxenos y anfíboles), sericita (feldespatos alcalinos y plagioclasas), calcita (plagioclasas y anfíboles cálcicos) y leucoxeno (titanita). La iddingsita y la bowlingita son productos frecuentes de alteración de los minerales esenciales, pero no son especies minerales sino mezclas de varios minerales secundarios. La iddingsita es una sustancia castaño rojiza, producto de la alteración de olivinas y piroxenos, que consiste en una mezcla de esmectita, clorita y goethita-hematita. La bowlingita es un producto verde a castaño verdoso de alteración de las olivinas, compuesto esencialmente por esmectita, clorita y serpentina, y en menor proporción por talco, mica y cuarzo.

La formación de los minerales secundarios se produce por diversos procesos endógenos o exógenos. Entre los primeros se encuentra la *alteración hidrotermal* y la *deutérica*. En la alteración hidrotermal intervienen soluciones acuosas, cargadas con o sin metales, que circulan desde una fuente externa (generalmente un cuerpo ígneo intrusivo) en dirección de una roca hospedante o que contiene a los minerales secundarios, que puede ser de cualquier tipo. En la alteración deutérica los volátiles, principalmente agua, pertenecen al cuerpo ígneo, circulan en su interior y no escapan a la roca de caja (que generalmente es impermeable) afectando a los minerales ortomagmáticos. La alteración deutérica se produce en etapas póstumas de la cristalización de un cuerpo ígneo, durante la separación de los volátiles y el vapor de agua que no pasan a formar parte de las redes cristalinas de los silicatos y se concentran en los estadios finales de la evolución magmática, especialmente después de la cristalización del cuarzo y los feldespatos. La interacción de estos fluidos con los minerales primarios y accesorios ortomagmáticos produce reacciones sub-sólidas con formación de minerales secundarios. Algunos ejemplos de alteración deutérica son la transformación de feldespatos a albita o sericita-muscovita, de hornblenda a biotita secundaria y de biotita primaria a clorita. También se producen otros procesos, que no necesariamente son coetáneos con los anteriores, como por ejemplo: 1, hidratación y transformación pseudomórfica de piroxeno en anfíbol; 2, formación de coronas de minerales hidratados sobre minerales previamente formados, generalmente anhidros (por ejemplo, coronas de escamas de biotita sobre anfíbol o piroxeno); 3, crecimiento de quistes de prehnita a lo largo del clivaje de la biotita o 4, sublimación y precipitación de las soluciones deutéricas en cavidades miarolíticas o en microvenillas.

Los minerales secundarios también se forman por procesos exógenos de meteorización química de los minerales primarios, en los cuerpos ígneos expuestos a la intemperie (plutones exhumados, coladas, etc.). La alteración meteórica depende del clima, se produce a temperatura ambiente y los agentes son el agua (de lluvia y el agua superficial y subterránea) y los sólidos y gases disueltos en ella. La acción del agua depende de su pH y Eh, favoreciendo la disolución química de los minerales primarios a través de reacciones complejas tales como hidratación, hidrólisis (de los feldespatos en climas cálidos), oxidación y reducción, carbonatación, etc., y la formación de minerales secundarios. Así, los minerales máficos se descomponen con más rapidez que los félsicos, dando distintos productos o minerales secundarios como los argilominerales, los óxidos e hidróxidos de hierro ("tacurú" o tierras coloradas de la provincia de Misiones) y los hidróxidos de aluminio (bauxitas) y sus derivados.

Vidrio Volcánico: el enfriamiento rápido de un magma produce vidrio que es un compuesto amorfo, dado que los tetraedros de $(SiO_4)^{-4}$ no tienen tiempo suficiente de organizarse con otros elementos (véase figura 3.1), para formar sistemas cristalinos regulares (minerales).

El vidrio es un componente esencial de: 1, la pasta de las rocas volcánicas; 2, vitroclastos o piroclastos (trizas y pómez) y 3, la pasta de las rocas porfíricas en bordes congelados de diques, filones capa y lacolitos superficiales. Además, el vidrio es un constituyente de algunas rocas raras, no ígneas, como las impactitas (generadas por impactos de meteoritos), fulguritas (por caída de rayos en playas de arenas silícicas), pseudotaquilitas (en zonas de cizalla frágil-dúctil) y buchitas (causadas por fusión parcial de la roca de caja o de enclaves de intrusivos).

El brillo lustroso y la fractura concoide en muestra de mano y la naturaleza isótropa al microscopio con nicoles cruzados, son caracteres diagnósticos para la identificación del vidrio.

La forma más eficaz para determinar la composición de un vidrio natural es a través de un análisis químico, aunque el color puede orientarnos sobre la misma. En general los vidrios incoloros son ácidos (riolíticos) y los castaños son vidrios básicos (basálticos), como el sideromelano y la taquilita. Algunos vidrios negros, castaños o rojos, como las obsidianas, son de composición intermedia a ácida, y su pigmentación se debe a la presencia de pequeñas inclusiones de minerales máficos, óxidos, elementos traza y partículas coloidales. Por ejemplo, la presencia en un vidrio de cationes de los metales de transición como el Cr^{3+}, le proporciona un color verde, el Cr^{2+} provee una pigmentación azul, el Co^{2+} da rosa, el Mn^{2+} naranja, Fe^{2+} azul-verdoso, etcétera.

Otra forma de determinar la composición química de un vidrio es mediante métodos ópticos, por su índice de refracción. Church y Johnson (1980, en Best 1984, p.611) establecieron que el índice de refracción de un vidrio disminuye con el aumento del contenido en SiO_2 y que las variaciones extremas en el índice dependen de la presencia de otros óxidos (FeO, MgO). Los vidrios riolíticos tienen un índice de refracción promedio de alrededor de 1,50, y el índice promedio de los vidrios basálticos es de aproximadamente 1,5865.

La obsidiana, el sideromelano y las trizas y pómez contienen cristalitos y microlitos micrométricos, cuya presencia es casi imperceptible, aun bajo el microscopio petrográfico. Los cristalitos son gérmenes o embriones de cristales isótropos que no alcanzaron a desarrollarse, no presentan caras definidas ni colores de polarización. Podrían ser amorfos al igual que el vidrio. Sobre la base de la forma de los cristalitos (estrellada, bastones, etc.) se ha elaborado una extensa clasificación sistemática, cuyos detalles pueden consultarse en Harker (1960) y Mac Kenzie *et al*. (1982).

Los microlitos son diminutos cristales birrefringentes con un tamaño inferior a 0,01 mm (Mac Kenzie *et al*. 1982), aunque en ocasiones alcanzan hasta 0,04 mm (Teruggi y Leguizamón 1982). Los microlitos tienen caras bien desarrolladas y formas tabulares, prismáticos o aciculares, o pueden ser individuos sin desarrollo de caras, como los microlitos esqueletales, dendríticos y celulares.

La *devitrificación* es un proceso espontáneo, a temperatura ambiente, por el cual el vidrio se hidrata por adsorción de agua (humedad ambiente o lluvia), aumentando el volumen de la roca. La hidratación continua y repetida de una obsidiana produce la expansión de cáscaras con vidrio hidratado que se separan de una porción de vidrio no hidratado a través de fracturas concéntricas denominadas *grietas perlíticas*. Estas grietas forman una intrincada red interconectada y caracterizan a la *textura perlítica*, cuya descripción petrográfica se verá más adelante. La devitrificación comienza en la superficie del vidrio como una opacidad de aspecto lechoso, y puede alcanzar las zonas internas de las cáscaras, sin que ellas se separen de la roca. Las grietas perlíticas son más comunes en los vidrios ácidos, aunque también pueden aparecer en vidrios de composición máfica a intermedia. El contenido de agua magmática primaria de una obsidiana es de aproximadamente 1%, mientras que la perlita contiene alrededor de 5% de agua.

Durante la devitrificación, además del cambio de volumen de la roca por hidratación, se produce la cristalización del vidrio. Los vidrios ácidos cristalizan en agregados de cristales, generalmente de cuarzo y feldespatos, con dos tipos de texturas distintas: 1, felsítica, caracterizada por cristales granulares microcristalinos o 2, esferulítica, conformada por cristales fibroso-radiados a partir de un centro. Ambas texturas son secundarias y casi indistinguibles de aquellas texturas primarias de las pastas volcánicas, con características petrográficas análogas, pero formadas por el enfriamiento rápido de un magma ácido (véase más adelante en este mismo capítulo).

La palagonita es un producto amorfo, tipo gel, isótropo y de color amarillento a castaño, de la alteración de un vidrio máfico basáltico. La palagonitización es un proceso continuo que incluye la disolución del vidrio, la formación de palagonita y la cristalización final de este producto de alteración para formar esmectitas (Stroncik y Schmincke 2001). Todos estos cambios involucran una gran movilidad de elementos químicos, con pérdidas y ganancias de los mismos, hasta la formación de esmectitas, que es el producto final de la cristalización de un vidrio basáltico.

Por otra parte, el vidrio volcánico tiene una amplia variedad de usos en la vida cotidiana. En particular las perlitas se usan como aislantes térmicos y acústicos, para carga en pinturas y extendedor de plásticos, como filtro natural de efluentes industriales, azúcar, jugos de fruta, vinos y aceites. La perlita calentada a 870º C y triturada también se usa con fines agrícolas, como sustrato blando para el enraizado temprano de platines, ya que facilita el drenaje de agua y la retención de humedad, aire y nutrientes, favoreciendo el adecuado crecimiento de las plantas en sus primeras etapas de desarrollo.

Cavidades Primarias: son unidades físicas que tienen un tamaño y forma definidos, son huecas o están rellenas con minerales de sublimación de volátiles o de cristalización de fluidos ricos en agua y ocupan un volumen determinado, como los cristales y el vidrio, tanto en los cuerpos ígneos intrusivos como en las unidades extrusivas. Tienen una disposición 3D irregular, al azar, o siguen un patrón más o menos regular y ordenado. Dado que las cavidades son componentes minoritarios de las rocas ígneas, por lo general no son tenidas en cuenta en las descripciones petrográficas. Sin embargo, brindan

importante información sobre la historia térmica y el desplazamiento del magma.

La formación de burbujas o *vesiculación* del magma ácido en reservorios magmáticos superficiales se produce por la sobresaturación en agua del magma, con el consecutivo incremento de la presión interna del reservorio y la descompresión casi instantánea del mismo, al conectarse con la superficie (véase los detalles de la vesiculación en el Capítulo 9, figura 9.15). La fragmentación y extrusión de un magma ácido da lugar a la formación de piroclastos vesiculados como la *piedra pómez*, que es un vidrio volcánico con gran cantidad de huecos o cavidades llamados vesículas, que además puede tener o no partículas sólidas (cristales y fragmentos líticos), que ya existían en el magma. La *escoria* es una piedra pómez formada por vesiculación de un magma básico a intermedio, y donde la fragmentación es menos explosiva porque no alcanza una gran sobresaturación en volátiles. La gran cantidad de vesículas de la piedra pómez y la escoria reduce drásticamente su densidad, que suele ser menor que la del agua (1,0 g cm^{-3}), por lo cual estos piroclastos pueden flotar en el agua y ser transportados a grandes distancias desde el centro eruptivo, por ríos y arroyos o por corrientes marinas.

Las *litofisas* son un tipo de esferulitas que tienen una cavidad central rodeada por bandas concéntricas de cristales fibrosos radiales, de cuarzo y feldespatos (véase más adelante en este mismo capítulo). La cavidad es hueca o está rellena con cuarzo microcristalino, ópalo o ágatas (variedades de calcedonias). El tamaño de la cavidad varía entre algunos pocos y varios centímetros de diámetro (por lo general de 20-30 cm) y las formas son redondeadas, fusiformes, estrelladas o irregulares (figura 11.2). Las litofisas que están tapizadas con alguna variedad de sílice, son de forma estrellada y su tamaño es considerable (5-10 cm de diámetro) se denominan *thundereggs*.

La formación de litofisas en los magmas ácidos se inicia a una temperatura superior a la de transición del vidrio (véase Capítulo 9: 150), cuando este tiene capacidad de fluir dúctilmente (Mc Phie *et al*. 1993). La vesiculación acompaña el desplazamiento del magma y la nucleación y el crecimiento de las burbujas se produce a lo largo de los filetes o bandas de flujo, durante el enfriamiento del magma que aumenta progresivamente su saturación en volátiles, principalmente agua, durante la pérdida de calor con las rocas de caja.

Las litofisas aparecen, por lo general, con mayor frecuencia en los cuerpos sub-volcánicos ácidos con características transicionales entre intrusivos y extrusivos, y donde los procesos de vesiculación precedieron al enfriamiento rápido del magma. Este tipo de cuerpos son habituales en el Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. Aquí hay domos sub-volcánicos globosos compuestos por vitrófiros riolíticos y riolitas foliadas, y con una marcada estructura interna zonada y fluidal (Aragón *et al*. 2002). La base y los costados de los domos tienen relaciones intrusivas mutuas con el dique alimentador, y el techo en parte fluyó sobre las rocas de caja (figura 11.3). Las litofisas se ubican, junto con esferulitas y thundereggs (Aragón *et al*. 2006), en una banda intermedia entre el anillo externo o caperuza, en contacto con la roca de caja, y el núcleo de vidrio masivo del domo (figura 11.3, Aragón *et al*. 2002). La zonación textural del domo posiblemente se debe a la vesiculación (nucleación y crecimiento de cavidades) sincrónica con el movimiento de emplazamiento del cuerpo.

Figura 11.2. Litofisas en una ignimbrita riolítica del Cerro Colón, provincia de La Pampa.

Los cuerpos intrusivos plutónicos también exhiben cavidades como las *miarolas* de los granitos, que son huecas o rellenas con minerales, y formadas en reservorios magmáticos superficiales donde la presión interna del mismo es mayor que la litostática, debido a que durante los estadios póstumos de la etapa ortomagmática la fase residual se enriquece en volátiles y agua que aumentan la presión. La formación de una miarola requiere: 1, la sobresaturación del magma con agua para la nucleación y crecimiento de las cavidades miarolíticas; 2, la permeabilidad del entorno granítico de la cavidad sea pequeña y no permita el escape de la parcela acuosa; 3, una roca de caja impermeable, que no permita el escape de los fluidos y 4, que no haya fragmentación y extrusión del magma. Si la presión interna del reservorio magmático supera la resistencia de las rocas de caja, y el magma no alcanza a extruirse, se produce fracturación hidráulica y formación de diques o venas aplograníticas y pegmatíticas en la cúpula del cuerpo intrusivo superficial. En estos casos la formación de las miarolas está limitada por el escape de los volátiles. Sin embargo, las miarolas y los diques graníticos pueden coexistir

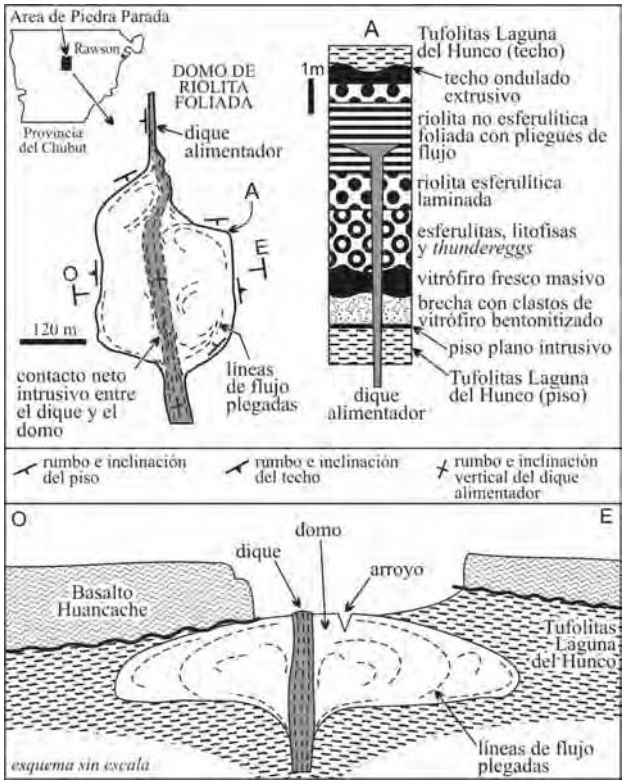

Figura 11.3. Domo sub-volcánico de riolita foliada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (modificado de Aragón *et al*. 2002).

en un mismo plutón superficial, si la formación de ambos es diacrónica. Por ejemplo la facies principal granodiorítica del plutón de Agua Negra, en la Cordillera Frontal de San Juan, tiene miarolas ricas en anfíbol fibroso (figura 11.4), y la roca está atravesada por diques aplíticos y pegmatíticos verticales, formados por fracturación hidráulica, y también horizontales, formados durante la contracción térmica por enfriamiento del cuerpo. Esto indica que: 1, las miarolas se formaron previamente a los diques, en estadios póstumos de la etapa ortomagmática, antes que el porcentaje de cristales del cuerpo alcanzara la fracción crítica de fundido o fundido de Arzi. En este estado el magma se comporta como un líquido y no exhibe resistencia a la deformación. 2, Por debajo de la fracción crítica de fundido el cuerpo, que ofrece resistencia a la ruptura ante el incremento final de su presión interna y a la contracción por enfriamiento, se fracturó y se formaron los diques y venas aplograníticas y pegmatíticas.

Las unidades volcánicas extrusivas no fragmentadas, especialmente las coladas de lavas básicas, también exhiben cavidades como las *vesículas* y *amígdalas*. Esto se debe a que el magma basáltico, que generalmente proviene de reservorios magmáticos profundos, retiene los volátiles disueltos hasta el momento mismo de la extrusión volcánica, y no se produce la sobresaturación, vesiculación y fragmentación explosiva como en el magma ácido. El desarrollo de las vesículas y amígdalas se produce por *cavitación*, que se define como la formación de burbujas (cavidades) de vapor o de gas en el seno de un líquido, causada por las variaciones que este experimenta en su presión (figura 11.5).

Figura 11.4. Miarola rica en anfíbol y alteración deutérica (en rosa-anaranjado) del entorno granodiorítico de la cavidad. Plutón Agua Negra (Granodiorita Las Piedritas, Batolito de Colangüil), Cordillera Frontal de San Juan.

La cavitación involucra la nucleación, el crecimiento y la implosión de las cavidades, depende de la viscosidad del magma y se produce a lo largo de las líneas o bandas de flujo, en la dirección de máxima extensión (Joseph 1998). La cavitación de las lavas básicas se produce en el conducto que transporta al magma hasta la superficie, posiblemente cuando la presión es menor a 0,3 MPa (= 3 atmósferas; Archer *et al*. 1997), y durante la extrusión del magma. Además, la cavitación acompaña el desplazamiento del magma (movimiento de flujo de la colada sobre el sustrato) y es sincrónica con el enfriamiento del mismo.

La cavitación de una colada de basalto está favorecida por: 1, la vaporización, que se define como la transformación de un líquido en gas por la acción del

Figura 11.5. Vesículas oblongas estiradas por el flujo magmático en un basalto olivínico del Volcán Payún Matrú, Mendoza.

calor, y se produce cuando la colada se pone en contacto con un cuerpo de agua o se desplaza sobre un sustrato húmedo o saturado con agua; 2, la ingestión de aire, que ocurre principalmente en el frente de la colada; 3, la recirculación interna de fluidos y 4, la turbulencia interna debido al flujo magmático.

11.3.2. Propiedades texturales

Las propiedades texturales son un conjunto de atributos que proporcionan el aspecto o los rasgos particulares de las texturas. Los parámetros fundamentales que intervienen en el análisis y la descripción petrográfica de las texturas son: 1, *Cristalinidad*; 2, *Granularidad* y 3, *Morfología cristalina*. También se deben describir las *Cavidades* exhibidas en los cuerpos ígneos básicos a ácidos, sean intrusivos, extrusivos o en los que comparten características transicionales entre ambos. La caracterización petrográfica de las cavidades incluye la descripción del tamaño, forma, disposición espacial y minerales de relleno.

Cristalinidad: expresa la abundancia relativa de cristales y de vidrio de un cuerpo ígneo. Cuando sus rocas están compuestas enteramente por cristales se denominan *holocristalinas* y cuando están formadas exclusivamente por vidrio se llaman *holohialinas*, *vítreas* o *hialinas*. Para rocas con proporciones variables de cristales y vidrio se utiliza el término *hipocristalinas*.

Las rocas holocristalinas se asocian esencialmente con los cuerpos ígneos intrusivos, aunque también aparecen en el sector interno de los flujos lávicos. Las rocas hipocristalinas son típicas de las coladas de rocas volcánicas y de los bordes congelados o costados y techo de cuerpos sub-volcánicos, bordes enfriados de diques y cuerpos de pequeño tamaño. Las rocas vítreas prácticamente no existen como tales porque, como se expuso precedentemente, los vidrios naturales siempre contienen cristalitos y/o microlitos. Las rocas vítreas participan esencialmente de las unidades volcánicas extrusivas, tanto no fragmentadas (coladas de lava y domos) como fragmentadas (flujos piroclásticos).

La relación entre los cristales y el vidrio en las rocas hipocristalinas y vítreas se adjetiva con el nombre de la roca seguido de un sufijo, por ejemplo riolita vítrea. Este último debe indicar claramente el porcentaje relativo o absoluto de cristales y vidrio. En la literatura geológica existen muchos ejemplos sobre los términos que deberían utilizarse para tal fin, pero la mayoría son arbitrarios y tan personales como la experiencia del autor que los propone. Para evitar confusiones y manejar un lenguaje petrográfico universalmente aceptado, se sugiere usar los sufijos de las rocas volcánicas con vidrio recomendados por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas de la IUGS (Le Maitre 2002), que están expuestos en la Tabla 11.1. Por ejemplo, una andesita con 30% de vidrio en la pasta se sugiere denominarla andesita rica en vidrio. Para las rocas que contienen más del 80% de vidrio se utilizan nombres especiales como obsidiana, vitrófiro, *pitchstone*, etcétera.

Tabla 11.1. Sufijos recomendados por la IUGS y usados para las rocas volcánicas que contienen vidrio (Le Maitre 2002).

% VIDRIO	% CRISTALES	% SUFIJO
0-20	100-80	*(nombre de la roca)* + -con vidrio
20-50	80-50	*(nombre de la roca)* + -rica en vidrio
50-80	50-20	*(nombre de la roca)* + -vítrea
80-100	20-0	obsidiana, vitrófiro

Granularidad: esta propiedad se refiere al tamaño de los cristales de una roca ígnea, que pueden ser evaluados según los siguientes criterios: 1, cristales visibles o no a ojo denudo; 2, tamaño absoluto de los cristales y 3, tamaño relativo de los cristales.

1. Cristales visibles o no a ojo desnudo: trata a los cristales según se puedan o no identificar a ojo desnudo o con la ayuda de una lupa de mano. Los autores ingleses acuñaron el término *fanerocristalino*, que es equivalente a *fanerítico* de los geólogos americanos, para los cristales que pueden reconocerse a ojo desnudo o con una lupa. El término *pegmatítico* se aplica a los cristales extremadamente grandes, >1 cm y que en ocasiones alcanzan algunos metros de longitud. Se utiliza únicamente para las pegmatitas.

Para los cristales que no se pueden identificar a ojo desnudo se utiliza el término *afanítico*, que tiene dos subtipos: 1, microcristalino y 2, criptocristalino. En el primero, los cristales se identifican en una sección delgada con el microscopio petrográfico, mientras que los cristales criptocristalinos son muy pequeños y no se pueden identificar con el microscopio. En este caso hay que recurrir a otras técnicas, como por ejemplo la microscopía electrónica o la sonda de electrones.

Las rocas plutónicas tienen cristales fanerocristalinos, dada la pérdida lenta de calor de los cuerpos que favorece el desarrollo de cristales visibles a ojo desnudo. Las rocas volcánicas tienen dos tamaños de cristales: 1, fenocristales fanerocristalinos y 2, pasta afanítica, que reflejan su doble historia térmica, una previa (fenocristales) y otra posterior (pasta) a la extrusión del magma. Cuando la pasta es vítrea no se tiene en cuenta el concepto afanítico. Una roca volcánica *afírica* no tiene fenocristales y por lo tanto está constituida enteramente por una pasta afanítica.

2. Tamaño absoluto de los cristales: es el tamaño de grano de una roca dado en milímetros o centímetros. En

la literatura geológica tampoco existe un criterio unificado sobre los límites utilizados para identificar los distintos tamaños de grano. Sin embargo, los rangos del diámetro de los cristales que aparecen con más frecuencia, y que por lo tanto adoptaremos en este manual, son los siguientes:

a) Grueso: >5 mm.
b) Mediano: 1 y 5 mm.
c) Fino: 1 y 0,5 mm.
d) Muy fino: < 0,5 mm.

3. Tamaño relativo de los cristales: es la comparación de los tamaños de grano de todos los minerales de una roca, que pueden ser: 1, *equigranulares*, cuando todos los cristales tienen aproximadamente el mismo tamaño, o 2, *inequigranulares*: los cristales son de diferentes tamaños.

Las rocas equigranulares con textura granosa (véase más adelante en este mismo capítulo) tienen una distribución unimodal de tamaños, que refleja una única historia de enfriamiento, con bajo contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la roca de caja. Es común en los cuerpos ígneos intrusivos que tienen una historia de enfriamiento prolongada.

Las rocas inequigranulares pueden ser *seriadas* o *hiatales* y reflejan un alto contraste térmico. En el primer caso, los cristales aparecen con todos los tamaños posibles, y disminuyen en forma gradual y progresiva. Las rocas hiatales tienen una interrupción brusca o "hiato" en los tamaños de los cristales, y la distribución de los mismos es generalmente bimodal.

La textura seriada es transicional entre aquella de una roca plutónica y una volcánica, y predomina en los cuerpos ígneos superficiales o sub-volcánicos. La textura inequigranular hiatal más común es la *porfírica* de las rocas volcánicas, caracterizada por fenocristales fanerocristalinos o microcristalinos, rodeados por una pasta afanítica. Los micro-fenocristales tienen un tamaño variable entre 0,05 y 0,50 mm.

Otras rocas con textura porfírica son los *pórfidos*, donde los fenocristales están combinados con una pasta microgranosa o seriada. Esta textura se encuentra en cuerpos intrusivos de emplazamiento superficial y de composiciones, generalmente, andesítica a dacítica y son menos comunes en los riolíticos. Estos pórfidos tienen fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol, con o sin cuarzo (dacíticos y andesíticos respectivamente), y la pasta es de la misma composición, pero con cristales de menor tamaño.

En Argentina, se utiliza el término *megacristales* para los cristales de microclino inusualmente grandes (hasta 10 cm de largo) de los granitos y monzonitas post-orogénicos de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y San Luis, como los batolitos Cerro Aspero-Alpa Corral (Pinotti *et al*. 2002), Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1997) y el Complejo Plutónico Río del Molle (González *et al*. 2006).

Una variedad de textura porfírica, con fenocristales fanerocristalinos y pasta vítrea, es la *vitrofírica*, que caracteriza a los *vitrófiros*. En este caso no se puede aplicar el concepto del tamaño relativo de los cristales, dado que el vidrio es un líquido sobre-enfriado y por lo tanto amorfo.
Morfología cristalina: es la descripción de la forma de los cristales, según los siguientes criterios: 1, calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas, y 2, hábito de los cristales.
1. Calidad o grado de desarrollo de las caras cristalinas: en la Tabla 11.2 están agrupados los términos usados para caracterizar el mayor o menor desarrollo de las caras cristalinas.
2. Hábito de los cristales: es la forma en 3D que tienen los cristales, que puede ser *equidimensional* o *inequidimensional*. Los cristales equidimensionales o *ecuantes* tienen las tres dimensiones (alto, ancho, largo) de la misma longitud, clasificándose en poliédricos (granate, pirita), anhédricos (cuarzo de plutonitas) o esféricos.

Los cristales inequidimensionales tienen tres dimensiones de distinta longitud. Las combinaciones posibles son:

a) Cristales con dos direcciones iguales y otra más pequeña. A este grupo pertenecen los cristales con hábito tabular (feldespatos), lamellar, laminar u hojoso (micas), columnar o prismático (piroxenos y anfíboles) y acicular o fibroso (apatita de las rocas volcánicas).

b) Cristales esqueletales: tienen huecos, engolfamientos e interrupciones, posiblemente desarrolladas en forma regular según una dirección cristalográfica definida. Son comunes en las rocas volcánicas, donde se forman por la reabsorción de un fenocristal que reacciona con el líquido que lo rodea, o el fenocristal directamente creció desde el inicio con los huecos, que pueden rellenarse con otros cristales o con vidrio de la pasta. Los fenocristales esqueletales de olivina son comunes en algunos basaltos alcalinos.

c) Cristales dendríticos: es un arreglo regular de fibras siguiendo una dirección cristalográfica determinada. Los patrones de ramificación son semejantes a las

Tabla 11.2. Grados de desarrollo de las caras de los cristales.

Cristales con caras bien desarrolladas	euhedral o idiomorfo o automórfico
Cristales con caras parcialmente desarrolladas	subhedral o hipidiomorfo o hipautomórfico o
Cristales sin desarrollo de caras	anhedral o alotriomorfo o xenomórfico

plumas de las aves, a las raíces de los árboles y a las venas humanas. Los fenocristales dendríticos de olivina se desarrollan durante el sobreenfriamiento rápido de un líquido basáltico o komatiítico, extruído a temperatura supercrítica (1650° ± 20° C para algunas komatiitas del Arqueano, Green 1975).

d) Cristales de crecimiento paralelo: agregado de cristales de la misma composición cuyos ejes cristalográficos son paralelos o sub-paralelos entre sí. Por lo común aparecen aislados, pero quizá están interconectados a través de una red tridimensional. Este hábito cristalino es común en fenocristales de olivina de los basaltos y en las olivinas de algunas peridotitas.

e) Cristales en tamiz: están atravesados por diminutos huecos que forman una trama o tamiz semejante a un colador. Generalmente se presenta en el núcleo de los fenocristales de feldespato de las rocas volcánicas. Los huecos están ocupados por vidrio entremezclado con el cuerpo del cristal.

f) Cristales elongados curvo-ramificados: están doblados, con una curvatura producida por el desarrollo de ramificaciones a lo largo de la elongación del cristal. Las ramificaciones tienen pequeñas variaciones en su orientación cristalográfica respecto de las ramas vecinas. Este hábito es común en la augita magnesiana de las komatiitas y más raro en la plagioclasa de algunas diabasas.

g) Pseudomorfos: son cristales que crecen reemplazando a minerales previamente formados y adoptan el hábito de los minerales que sustituyen. Todos los minerales pueden tener reemplazos pseudomórficos. Un caso común es la transformación del piroxeno en anfíbol.

11.4. Arquitectura de las texturas ígneas

La arquitectura ígnea es el arte natural de los magmas de edificar una textura con sus tres componentes, los minerales, el vidrio y las cavidades, que se organizan convenientemente según distintos esquemas tales como: 1, combinación de minerales con distintas formas, tamaños y disposición espacial; 2, asociación de minerales y vidrio y/o cavidades primarias o 3, combinación de minerales o vidrio y cavidades.

La formación de las texturas en la etapa ortomagmática de los cuerpos ígneos intrusivos depende de: 1, la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre el magma y la caja), vinculada con la forma y la relación superficie/volumen del cuerpo ígneo (véase Capítulo 5); 2, la magnitud del contraste térmico (véase Capítulo 1) y 3, la vesiculación del magma, relacionada con la sobresaturación en volátiles (fases acuosas y gaseosas). Existen otros procesos, también importantes como los mencionados precedentemente pero menos comunes, que controlan el desarrollo de algunas texturas ortomagmáticas, como son la mezcla de magmas, la acumulación de cristales en la cámara magmática y la intrusión contemporánea de un cuerpo con una deformación.

Las texturas ortomagmáticas pueden modificarse total o parcialmente en estadios magmáticos póstumos, como por ejemplo suele ocurrir en las etapas pneumatolítica y deutérica, a través de reacciones sub-sólidas, de exsolución, greisenización, etc., dando lugar a la formación de texturas producidas por *autometasomatismo*.

La profundidad de una intrusión interviene en el desarrollo de las texturas ortomagmáticas, pero no es un factor preponderante en el control del tamaño de grano de una textura. Por este motivo, se pueden hallar en un mismo cuerpo ígneo rocas de la misma composición pero con texturas contrastantes desde el punto de vista de su historia térmica. En este sentido, Llambías *et al*. (2005) describen un dique de riolita-granito con textura variable entre porfírica y microgranosa (figura 11.6). La textura porfírica indica un alto contraste térmico con la roca de caja y por lo tanto un enfriamiento rápido, por lo cual aparece en la riolita de las paredes y los sectores más estrechos del dique. La textura microgranosa indica un bajo contraste térmico y un intercambio de calor lento con la caja, por lo cual se la encuentra en el inte-

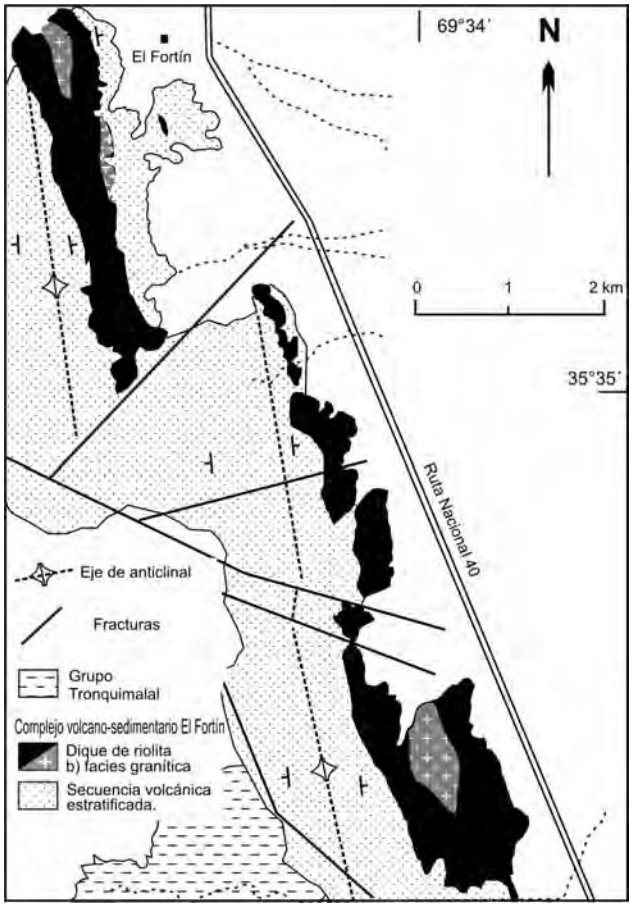

Figura 11.6. Mapa geológico (simplificado de Llambías *et al.* 2005) de la zona del Anticlinal Chihuido (Malargüe, Mendoza), donde se aprecia el dique ácido (en negro) con la riolita porfírica en las paredes, y la variedad granítica microgranosa en el sector central más potente.

rior del dique, coincidente con la parte más potente, donde aparece el granito. Las texturas en el dique dependen de la tasa de enfriamiento del magma ácido y no de la profundidad de emplazamiento, ya que la intrusión del dique fue a un mismo nivel superficial.

La formación de texturas en las unidades volcánicas extrusivas (coladas de lava y flujos de ignimbrita) depende de: 1, la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre el cuerpo ígneo y el aire o el sustrato); 2, la vesiculación y fragmentación de los magmas ácidos; 3, la cavitación de los magmas máficos y 4, la viscosidad del magma, que depende de la composición. En las unidades volcánicas no fragmentadas, como una colada espesa de basalto, también pueden coexistir las texturas porfírica y microgranosa, que indican historias térmicas contrastantes según la ubicación de la parcela de basalto considerada. En este caso, el basalto exhibe textura porfírica en el techo y piso de la colada, donde la tasa de enfriamiento es rápida y el contraste térmico es alto, por el contacto con el aire y el sustrato respectivamente. La textura microgranosa (microgábrica) predomina en la parte media (central) de la colada, donde el contraste térmico es bajo y la tasa de enfriamiento es lenta.

En síntesis, los ejemplos enunciados anteriormente indican que la generalización de que las texturas finas y afaníticas pertenecen a unidades volcánicas extrusivas y las gruesas son plutónicas, no se puede aplicar en forma directa sin un previo análisis exhaustivo de la historia térmica del cuerpo ígneo y su caja.

La descripción de las texturas que se presenta a continuación está organizada de la siguiente forma: 1, Texturas de los cuerpos ígneos intrusivos; 2, Texturas de las unidades volcánicas extrusivas fragmentadas y no fragmentadas y 3, Texturas transicionales entre rocas plutónicas y volcánicas. El esquema está ordenado según el tipo de emplazamiento intrusivo o extrusivo de los cuerpos ígneos expuesto en los capítulos precedentes.

11.4.1. Texturas de cuerpos ígneos intrusivos

Textura granosa: también denominada granuda o granular, está constituida por minerales fanerocristalinos y equigranulares (figura 11.7). Tiene tres variedades, según el grado de desarrollo de las caras cristalinas de los minerales: 1, *euhedral* (o *panidiomorfa*), con cristales de caras bien desarrolladas; 2, *subhedral* (o *hipiodiomorfa*), con cristales parcialmente desarrollados y 3, *anhedral* (o *alotriomorfa*), donde los cristales no exhiben caras cristalinas desarrolladas. Los límites entre las tres variedades no son exactos, y la aplicación de uno u otro nombre para adjetivar la textura granosa puede, en ocasiones, ser subjetivo. Los minerales accesorios en la textura granosa son, por lo general, más pequeños que

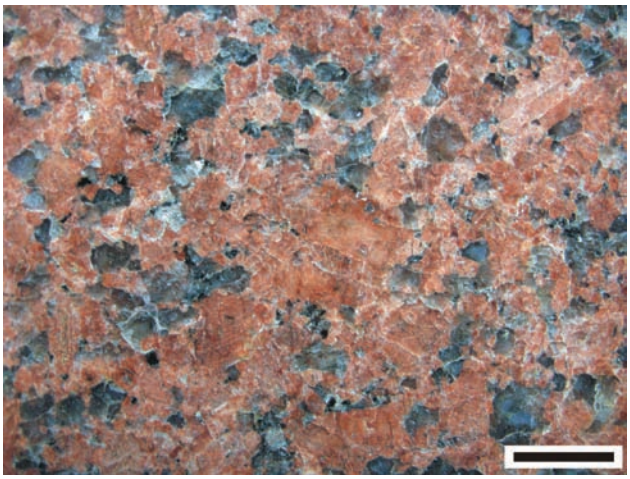

Figura 11.7. Textura granosa subhedral en granito. Mesada pulida. Barra de escala: 1 cm.

los esenciales que definen la textura, dado que cristalizan en estadios tempranos de la etapa ortomagmática.

El cuarzo en la textura granosa casi siempre es anhedral, dado que es el último mineral en cristalizar y, por lo general, no tiene suficiente espacio para desarrollar caras cristalinas. Sin embargo, algunos granitos de cuerpos ígneos intrusivos de emplazamiento superficial tienen cuarzo subhedral a euhedral (figura 11.8), que aparece en los estadios finales de la cristalización cuando el cuerpo alcanza la sobresaturación en agua, y la fase acuosa separada del sólido contiene sílice, álcalis y alúmina en solución. Por ello este cuarzo tiene gran cantidad de inclusiones fluidas y es de aspecto lechoso.

La textura granosa subhedral y la anhedral caracterizan típicamente a los cuerpos ígneos globosos de granitoides, aunque no son exclusivas de ellos, ya que como vimos anteriormente también aparecen en los sectores más potentes de los cuerpos laminares, como algunos diques, y en las coladas de lavas. Los lacolitos de mayor volumen y/o más profundos también exhiben

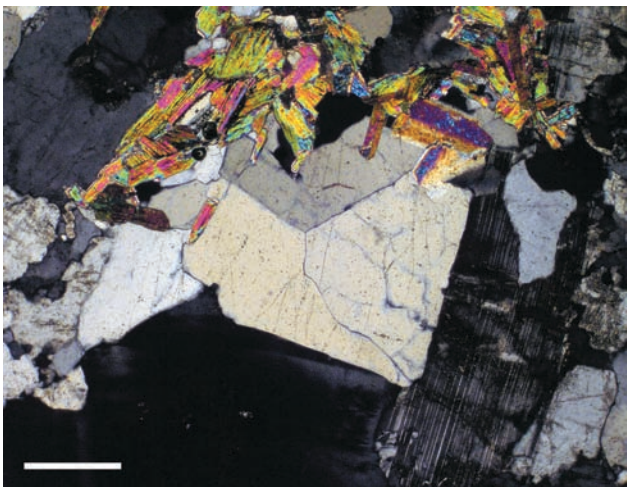

Figura 11.8. Fotomicrografía de cuarzo euhedral en un pórfiro granítico de la Formación Lipetrén, Cerro Los Baguales, Río Negro, al SSE de Piedra del Águila. Nótese la gran cantidad de inclusiones fluidas del cuarzo. Barra de escala: 300µ.

texturas granosas, como en el distrito de Collipilli (Llambías y Malvicini 1978) y al sur del Domuyo (Llambías *et al*. 1979), en la provincia del Neuquén (véase Capítulo 7).

El tamaño de grano de la textura granosa en un cuerpo ígneo globoso de composición más o menos homogénea, puede variar según la ubicación de esta en el cuerpo (véase Capítulo 8, figura 8.12). Las variedades granosas finas se ubican en los bordes laterales del plutón, en contacto con la roca de caja, y se forman por enfriamiento rápido dado el alto contraste térmico. Las texturas granosas gruesas se exhiben en el sector interno del plutón, donde el enfriamiento es lento y la magnitud del contraste térmico es pequeña.

La textura granosa también es común en los gabros, dunitas, hornblenditas y piroxenitas. En estas últimas rocas ultramáficas, algunos minerales máficos son, en general, euhedrales y están acompañados por una gran cantidad de cristales subhedrales.

Textura aplítica: variedad de grano fino, transicional entre fanerocristalina y afanítica, de la textura granosa anhedral de los granitoides, que indica un alto contraste térmico, por lo cual se la encuentra en bordes enfriados de cuerpos graníticos globosos y diques pegmatíticos, en las aplitas del techo y en diques horizontales de la cúpula y en algunos diques sinmagmáticos (figura 11.9).

La textura aplítica tiene una implicancia composicional, ya que está constituida por granos anhedrales de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa. La textura *sacaroide* es petrográficamente análoga a la aplítica y es un término descriptivo (los cristales se asemejan a los granos de azúcar) que no tiene una implicancia composicional como la aplítica. Por ello el término sacaroide se aplica para la textura de algunos microgabros y microdioritas de grano fino, transicional entre fanerocristalino y afanítico, con cristales anhedrales.

En síntesis, una roca ígnea de cualquier composición puede exhibir textura sacaroide, siempre y cuando el tamaño de grano sea fino, transicional entre fanerocristalino y afanítico, y todos sus minerales sean anhedrales.

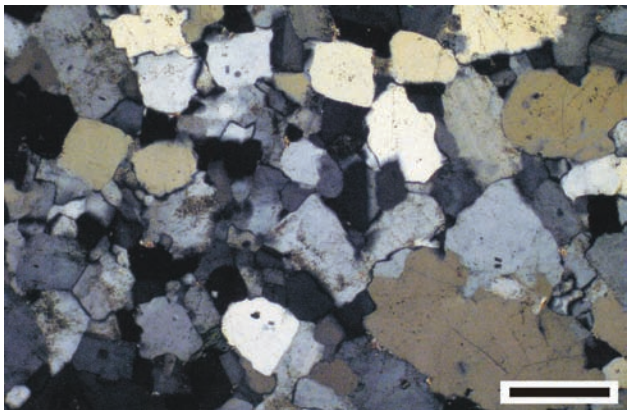

Figura 11.9. Fotomicrografía de textura aplítica en un dique horizontal de aplita del plutón granodiorítico de Agua Negra, Cordillera Frontal de San Juan. Barra de escala: 300μ.

Textura agpaítica: es inequigranular, compuesta por cristales mayores euhedrales, tabulares y desordenados de feldespato alcalino o plagioclasa, entre los cuales quedan huecos triangulares a trapezoidales ocupados por cristales granulares o prismáticos de menor tamaño, subhedrales a anhedrales de piroxeno, anfíbol, biotita, cuarzo o feldespatoides (figura 11.10). Los mafitos intersticiales se amoldan a la forma del hueco dejado por los feldespatos.

La textura agpaítica es típica de magmas alcalinos y peralcalinos anhidros, donde los feldespatos, que no tienen agua, cristalizan tempranamente dada la sobresaturación en álcalis, y los mafitos ferromagnesianos, tanto anhidros como hidratados, son tardíos. La textura es inequigranular pero no refleja dos historias térmicas distintas, sino que la diferencia de tamaños entre los minerales depende del orden de cristalización y de la composición del magma original.

La textura agpaítica es común en plutones de sienitas y sus variedades con feldespatoides, de monzonitas suavemente alcalinas (González *et al*., 2006) y de granitos peralcalinos con mafitos sódicos, como la aegirina, advfersonita y barkeviquita.

Textura traquitoide: se compone de minerales fanerocristalinos, tabulares o prismáticos, euhedrales a subhedrales de cualquier mineral, aunque comúnmente son de feldespatos, alineados en forma paralela a sub-paralela y sin deformación plástica intracristalina (figura 11.11). La orientación preferencial de los minerales en la textura traquitoide se puede interpretar según dos posibilidades alternativas: 1, es acumulación por flujo magmático, por lo cual se forma con un porcentaje de magma superior al del fundido crítico de Arzi (véase más adelante en este mismo capítulo) o 2, es por compactación de los minerales posterior a la cristalización. De ambas, la primera parece ser más adecuada para explicar la orientación de minerales sin deformación por el desplaza-

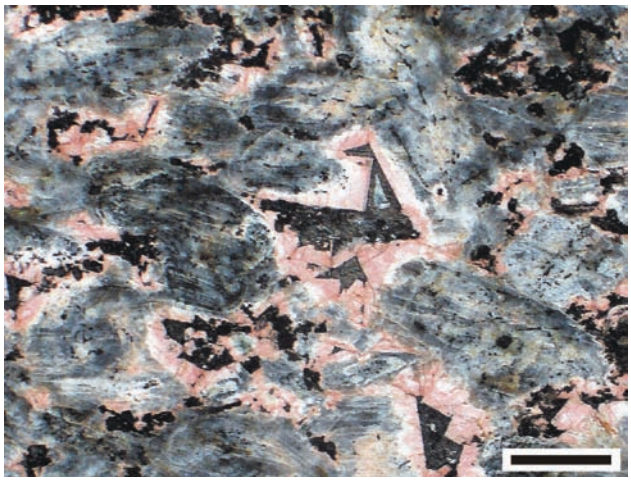

Figura 11.10. Textura agpaítica en sienita (frente pulido) con diópsido (Piriápolis, Uruguay). El cambio de color del feldespato, desde el sector interno gris hasta el borde rosado, se debe a su alteración caolínica. Barra de escala: 1 cm.

Figura 11.11. Textura traquitoide en un frente pulido de larvikita. Esta roca es una sienita nefelínica rica en anortoclasa, que proviene de Laurvik, región de los Fiordos (Skagerrak, 100 km al sur de Oslo, Noruega). El feldespato tiene iridiscencia azulada, de allí que también se la conozca como "piedra de luna", producida por la estructura Schiller de los feldespatos (inclusiones de diminutos cristales a lo largo de los planos de clivaje). La moneda tiene 2,5 mm de diámetro.

miento del magma. La compactación ígnea supone, en algunos casos, la deformación de los minerales.

Textura consertal: interdigitación del borde de dos cristales con formas dentadas, lobuladas o aserradas. En los granitoides es común entre cristales de cuarzo o entre el cuarzo, microclino y plagioclasa. También es frecuente en gabros y diabasas, entre cristales de piroxeno o entre éste y la plagioclasa o los minerales opacos (figura 11.12).

Las texturas de deformación desarrolladas por recristalización dinámica de los bordes de grano (véase Passchier y Trouw 2005) son petrográficamente semejantes a la consertal, pero no son de origen ígneo, los minerales están deformados y la formación de las mismas depende de otros mecanismos microtectónicos ajenos al enfriamiento de un magma.

Textura gráfica: intercrecimiento regular de dos minerales con la apariencia de una escritura rúnica o cuneiforme. La variedad más conocida es el intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino, donde el primero aparece como cuñas o bastones aislados dentro de un cristal de feldespato alcalino, siendo característica de granitos, granodioritas y pegmatitas (figura 11.13). También se cita intercrecimiento gráfico entre augita y nefelina o leucita en rocas básicas alcalinas (Mac Kenzie *et al*. 1982). Si el intercrecimiento gráfico sólo es visible a escala microscópica, la textura se denomina micrográfica.

Textura granofírica: variedad de textura micrográfica, donde el intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino tiene formas fibrosas, aciculares o plumosas, además de cuneiforme, que se disponen sobre los bordes y en forma radial a un cristal euhedral a subhedral de feldespato alcalino o plagioclasa ubicado en el centro (figura 11.14). La textura granofírica es típica de los granitos, granodioritas y pegmatitas. También se mencionan en los microgabros y diabasas del haz de filones básicos del Terreno Piedra Alta, Uruguay (Bossi *et al*. 1993) y en el enjambre de diques longitudinales de rumbo E-O de Tandilia (Teruggi *et al*. 1974), como diferenciados tardíos ubicados en huecos de la textura microgranosa.

Textura vermicular: intercrecimiento íntimo entre dos minerales, uno de ellos con hábito de vermes o gusanos. La textura vermicular más conocida es la *mirmequítica*, en donde parches de plagioclasa que contienen a cuarzo vermicular invaden a un cristal de feldespato alcalino. En general el cuarzo se ubica sobre el borde del cristal de plagioclasa y el arreglo que pueden tener los vermes

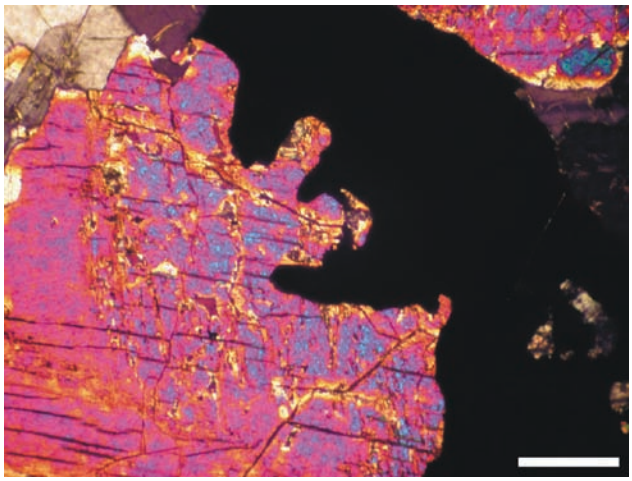

Figura 11.12. Fotomicrografía de una textura consertal. Interdigitación de clinopiroxeno y un mineral opaco en un filón capa de diabasa de la Sierra de la Invernada, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 100µ.

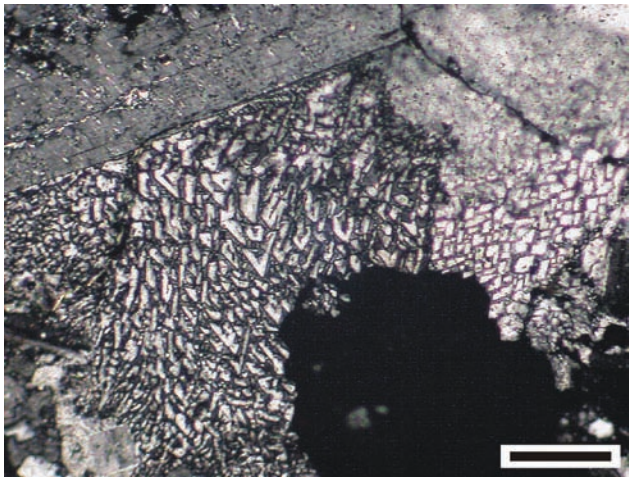

Figura 11.13. Fotomicrografía de textura micrográfica en un dique de granito pegmatítico asociado al plutón pre-orogénico de Pantanos Negros, Sierras Pampeanas de San Luis. Barra de escala: 75µ.

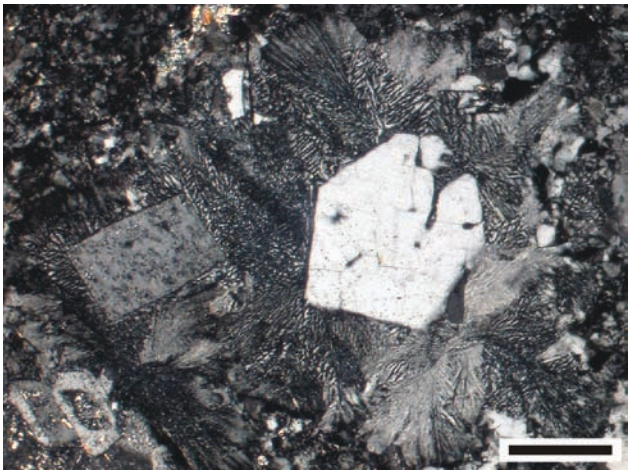

Figura 11.14. Fotomicrografía de textura granofírica. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 150µ.

son muy variados, pero las formas más comunes son de verruga, coliflor, pino o daga.

La textura del intercrecimiento íntimo entre dos minerales de cualquier especie, que no sean la plagioclasa y el cuarzo, se denomina *simplectítica*. Los ejemplos más comunes de la textura simplectítica son vermes de ilmenita dentro de ortopiroxeno, de ulvöspinela dentro de olivina y de fayalita en cuarzo.

Texturas manteadas: definida por un mineral que está rodeado de un anillo o "manto" de uno o más cristales de otros minerales (figura 11.15). Cuando el sobrecrecimiento se produce entre minerales máficos, los arreglos se denominan en sentido amplio texturas *coroníticas*. Los ejemplos más comunes son: olivina rodeada por ortopiroxeno, clinopiroxeno rodeado por anfíbol o biotita que rodea a anfíbol. El término genético que es equivalente de la textura coronítica es el de anillo o corona de reacción.

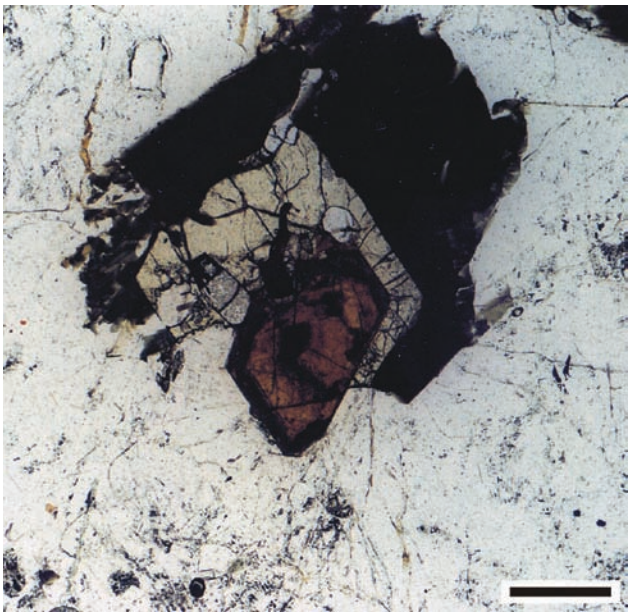

Figura 11.15. Fotomicrografía de textura manteada según un cristal de allanita rodeado por un anillo interno de epidoto magmático y otro anillo externo de anfíbol. Monzonita del Plutón El Molle, Sierras Pampeanas de San Luis. Barra de escala: 500µ.

La textura *rapakivi* es un tipo de manteado caracterizado por un sobrecrecimiento de plagioclasa sódica (oligoclasa) sobre un cristal usualmente grande y redondeado de feldespato alcalino (figura 11.16). La textura *antirapakivi* se caracteriza por un sobrecrecimiento de feldespato alcalino alrededor de plagioclasa. Una completa descripción e interpretación genética de las texturas rapakivi y antirapakivi y del resto de las texturas manteadas se pueden consultar en Hibbard (1995).

La textura *kelifítica* es otro tipo de textura manteada definida por el sobrecrecimiento de fibras de piroxeno o de anfíbol microcristalino sobre olivina o granate. En las rocas metamórficas también se ha utilizado el término de "textura kelifítica" o "kelifita" para definir a los anillos o coronas de una mezcla de minerales (cloritas,

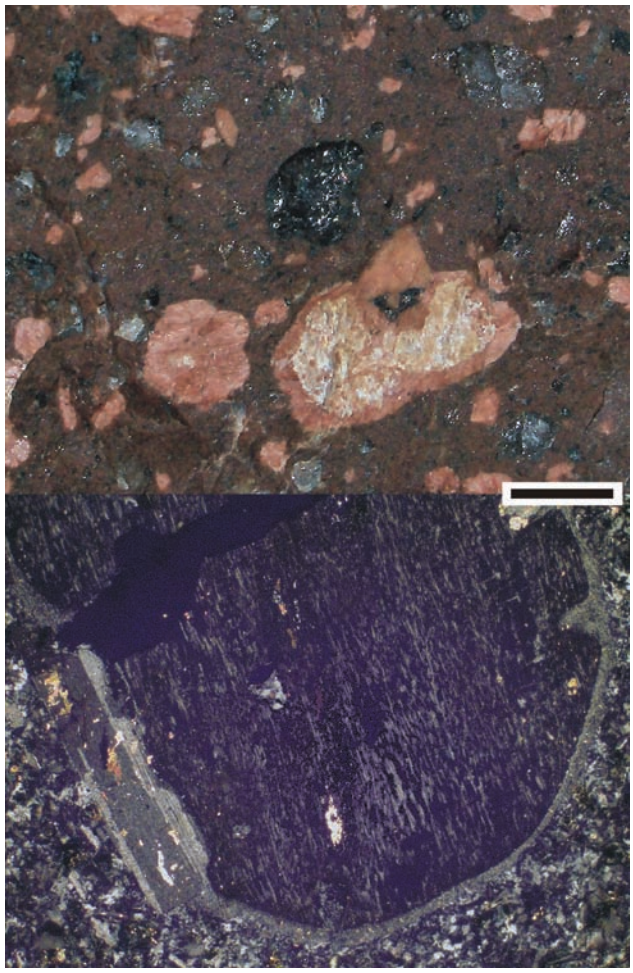

Figura 11.16. Textura rapakivi en fenocristales de una volcanita ácida, en muestra de mano y fotomicrografía al microscopio petrográfico. En el primer caso, el feldespato alcalino se exhibe amarillo, porque está teñido con cobaltinitrito de sodio, y la plagioclasa conserva su color rosa. Al microscopio ambos feldespatos se pueden diferenciar claramente por la macla de albita del anillo de plagioclasa y la textura pertítica del feldespato alcalino. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 1 cm.

sericita, etc.) micro- a criptocristalinos sobre cristales de granate.

Las texturas coroníticas son comunes en las rocas plutónicas básicas a ácidas, mientras que las texturas rapakivi y antirapakivi son características de algunos granitos porfíricos y de volcanitas ácidas.

Texturas lamelares y arrosariadas: intercrecimiento de láminas, lamelas o trenes arrosariados de un mineral (todos los cristales tienen la misma orientación óptica) en el interior de un cristal único hospedante de otro mineral. Los ejemplos mejor conocidos son los feldespatos alcalinos con textura *pertítica* y *antipertítica* (figura 11.16). En la primera un grupo de cristales de feldespato rico en sodio está incluido dentro de un cristal hospedante de un feldespato rico en potasio, y viceversa en la textura antipertítica. Las pertitas se clasifican en nueve tipos diferentes, sobre la base del tamaño y la forma de las mismas. El lector interesado puede consultar las variedades de la textura pertítica de los feldespatos en Deer *et al*. (1992: 428).

También las plagioclasas tienen un fino intercrecimiento lamelar de dos fases, una de las cuales es más rica en calcio que la otra. Cuando el intercrecimiento se encuentra en el rango composicional de la albita-oligoclasa se llama *peristerita* y la superficie de estos cristales aparecen con cierta iridiscencia. En el rango composicional de la andesina-labradorita, la iridiscencia se denomina *labradorescencia* y no debe confundirse con la iridiscencia de los fledespatos alcalinos, ocasionada por la estructura Schiller. Las texturas pertítica, antipertítica y peristerítica son comunes en rocas granitoides.

Otros ejemplos de texturas lamelares y ampolladas se presentan en los piroxenos (clinopiroxeno dentro de ortopiroxeno y viceversa), ilmenita dentro de cristales con soluciones sólidas (ulvöspinela-magnetita), plagioclasa dentro de piroxeno, anfíbol dentro de piroxeno y magnetita cromífera dentro de olivina. Las texturas lamelares donde intervienen mafitos u óxidos son comunes en las rocas gabroides y máfica-ultramáficas.

Las texturas lamelares y ampolladas también se conocen con el nombre de texturas de exsolución o desmezcla, pero se recomienda no utilizar estos términos porque contienen una connotación genética muy amplia.

Textura orbicular: está caracterizada por capas o bandas concéntricas de composición granítica, que forman cuerpos esferoidales denominados orbículas. La textura interna de cada capa puede ser granosa o fibrosa radial con respecto a los bordes de la capa. Las *orbículas* tienen unos pocos centímetros de diámetro y en su composición granítica alternan capas ricas en feldespato, plagioclasa y biotita. En la Figura 45 de López y Bello (2006: 54) se exhibe un ejemplo espectacular de un corte pulido de una orbícula.

Textura miarolítica: son cavidades de forma irregular y tamaños variables, llamadas *miarolas*, que en general no superan los 3 cm de diámetro. Pueden estar completamente rellenas por los mismos minerales de la roca que las hospeda o pueden tener un hueco en el centro. Sus paredes están tapizadas por cristales euhedrales de cuarzo bipiramidal dihexagonal, feldespato alcalino (microclino o adularia) y albita, a los que pueden acompañar algunos mafitos, como anfíbol o biotita, minerales accesorios (turmalina) y/o de alteración deutérica. Algunas miarolas pueden estar rellenas por soles o haces ramificados de turmalina o anfíbol, entre los que se disponen escaso cuarzo y feldespatos. La textura miarolítica es común en las rocas graníticas y granodioríticas de los plutones de emplazamiento superficial (véase figura 11.4).

11.4.2. Texturas de unidades volcánicas extrusivas

Las texturas de los cuerpos volcánicos extrusivos se han separado, para su mejor identificación, en no fragmentadas (lavas), que se describen en primer término, y en fragmentadas (ignimbritas) que se exhiben a continuación de las primeras.

11.4.2.1. Texturas de coladas de lava

Textura porfírica: se caracteriza por la presencia de cristales mayores o fenocristales que están rodeados por una pasta volcánica compuesta por cristales de menor tamaño (fanerocristalinos o afaníticos) o por vidrio volcánico o por una combinación de cristales y vidrio (figura 11.17). Si predominan los microfenocristales, la textura se denomina *microporfírica*. La textura *vitrofírica* es una variedad de la porfírica compuesta por fenocristales y pasta vítrea.

Figura 11.17. Textura porfírica con fenocristales de plagioclasa zonal y pasta afanítica. Localidad desconocida. Colección Cátedra de Petrología I (Facultad de Ciencias Naturales y Museo-UNLP). Barra de escala: 1 cm.

La textura porfírica es característica de todas las rocas volcánicas básicas a ácidas que no son afíricas (no tienen fenocristales) y la textura vitrofírica es típica de los vitrófiros, que son rocas volcánicas cuyo componente fundamental es un vidrio de composición intermedia a ácida (obsidiana).

Textura glomeroporfírica: variedad de textura porfírica, con fenocristales agrupados en agregados llamados grumos o glomerocristales (figura 11.18). Los grumos están constituidos por cristales de la misma especie mineral o de especies diferentes. La textura glomeroporfírica es común en las rocas volcánicas básicas a intermedias, desde los basaltos hasta las andesitas y traquitas.

La textura *sineusis* (o cristales que "nadan juntos") describe a un tipo de grumo compuesto exclusivamente por cristales de feldespato alcalino. Es una textura común en los granitos post-orogénicos de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis.

Textura lamprofírica: es otra variedad de textura porfírica donde los fenocristales están constituidos exclusivamente por minerales máficos, como la olivina, piroxeno, anfíbol o biotita. Es la textura que caracteriza al grupo de rocas alcalinas llamadas lamprófiros.

Textura felsítica: es afanítica microcristalina a criptocristalina. Está compuesta por un agregado de microlitos equidimensionales y anhedrales de minerales claros (generalmente cuarzo y feldespatos). Es una textura característica de la pasta de las volcanitas ácidas, como las dacitas y riolitas, aunque también aparece con frecuencia como un producto de la cristalización del vidrio.

Textura pilotáxica: es holocristalina y afanítica de tipo microcristalina. Esta caracterizada por microlitos o tablillas euhedrales a subhedrales de feldespatos (generalmente de plagioclasa) dispuestos sin una orientación definida. Los huecos entre las tablillas no están ocupados por vidrio volcánico. La distribución irregular de los microlitos es semejante a un fieltro, hecho por el cual también se conoce a este arreglo con el nombre de textura *afieltrada* (= *felty* en inglés).

La textura pilotáxica es común en la pasta de las volcanitas mesosilícicas, como las andesitas, aunque no es exclusiva de este tipo de rocas. Suele gradar en transición a la textura traquítica orientada, especialmente en aquellas rocas volcánicas donde se ha conservado el flujo magmático por enfriamiento rápido de la colada.

Textura intergranular: es holocristalina y afanítica microcristalina. Esta compuesta por una red de microlitos o tablillas de plagioclasa euhedral, con huecos ocupados por pequeños cristales equidimensionales de piroxeno (en general augita) ± olivina ± minerales opacos (figura 11.19). Los cristales de los huecos contiguos no están en continuidad óptica. La red de tablillas de plagioclasa puede tener un arreglo sub-radial o sub-paralelo alrededor de estos huecos.

La textura intergranular es característica de la pasta de los basaltos.

Textura intersertal: es hipocristalina y está caracterizada por un conjunto desordenado de microlitos o tablillas de plagioclasa subhedral a euhedral, entre los cuales quedan huecos ocupados por vidrio volcánico (< 30%) o una combinación de este y microlitos-cristalitos de olivina, piroxeno o minerales opacos. Los bordes de las tablillas de plagioclasa se tocan entre sí y el vidrio puede estar fresco, desvitrificado o alterado a clorita, palagonita, analcima o argilominerales. Esta textura también se exhibe en la pasta de los basaltos.

Las texturas *hialoofítica* y *hialopilítica* están caracterizadas por una mayor cantidad de vidrio respecto de la intersertal. Ambas texturas también son hipocristalinas.

Textura hialoofítica: la cantidad de vidrio es mayor a 30% y menor de 80%, por lo cual se pierde la identidad de los huecos. Las tablillas de plagioclasa no se tocan entre sí y flotan más o menos libres en la pasta rica en

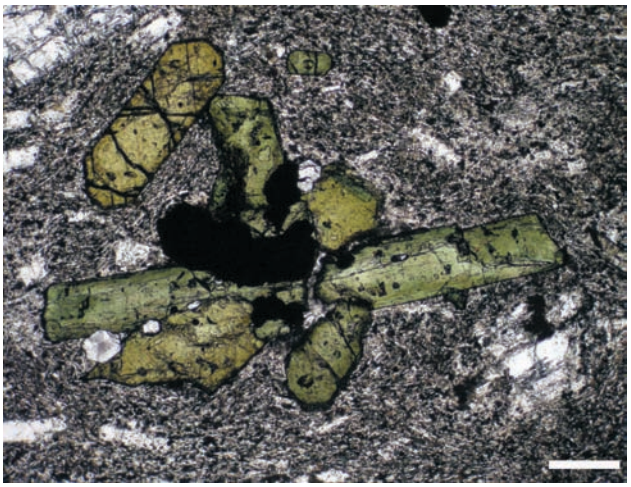

Figura 11.18. Fotomicrografía de la textura glomeroporfírica. Los glomérulos son de minerales opacos, clinopiroxeno y apatita. Traquiandesita de un domo sub-volcánico del interior de la caldera de la Sierra de El Morro, San Luis. Barra de escala: 50µ.

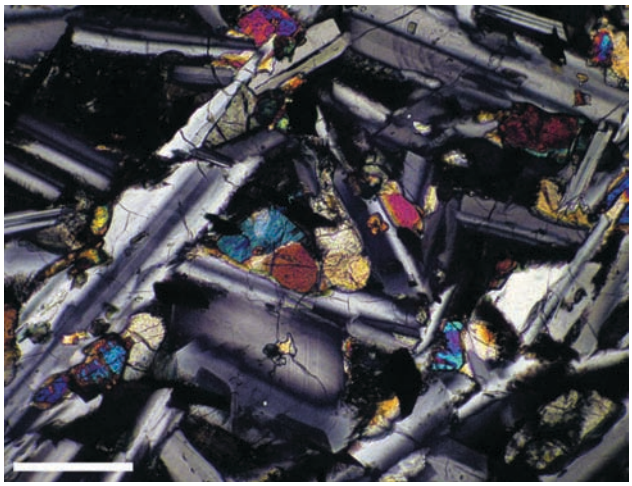

Figura 11.19. Fotomicrografía de la textura intergranular. Los huecos están ocupados por clinopiroxeno y minerales opacos. Basalto olivínico de la Meseta Carri-Laufquen, al norte de Ingeniero Jacobacci, Río Negro. Barra de escala: 50µ.

vidrio. Las tablillas pueden estar desordenadas, al azar, o están orientadas en forma paralela a las líneas de flujo. La textura hialoofítica es común en la pasta de los basaltos, andesitas basálticas y andesitas.

Textura hialopilítica o vítrea: la cantidad de vidrio es mayor a 80% (figura 11.20). Los microlitos son escasos y flotan en el vidrio, totalmente libres de interferencias mutuas con los individuos vecinos. Es típica de la pasta de la textura vitrofírica y, por lo tanto, de los vitrófiros y obsidianas.

Textura perlítica: es vítrea y está caracterizada por un sistema interconectado de fracturas concéntricas denominadas grietas perlíticas, que separan cáscaras semilunares o concoides de vidrio hidratado de una porción fresca o menos hidratada del mismo vidrio. El tamaño de las grietas varía entre algunos milímetros y varios centímetros de diámetro (figura 11.21). La textura perlítica es típica de los vitrófiros, obsidianas y otras rocas volcánicas ricas en vidrio que han sido sometidas a grados variables de hidratación.

Textura traquítica: es una textura holocristalina o hipocristalina, afanítica y microcristalina. Esta compuesta por microlitos y tablillas de feldespato alcalino y/o plagioclasa orientados con el eje mayor en forma paralela a sub-paralela a las líneas de flujo magmático (figura 11.22). La pasta de una misma roca volcánica puede tener pasajes graduales y transicionales entre la textura traquítica y las variedades pilotáxica, intergranular e intersertal. La textura microlítica fluidal o de fluxión se ha usado como sinónimo de la textura traquítica.

La textura traquítica es común en las traquitas pero no es exclusiva de estas rocas, ya que también se exhibe en otras composiciones mesosilícicas a ácidas como las andesitas y dacitas.

Figura 11.20. Obsidiana con fractura concoide e inclusiones gaseosas (puntos blancos dentro del vidrio translúcido). Ladera sur del volcán Quévar Azufrero, Puna salteña. Barra de escala: 1 cm.

Figura 11.21. Fotomicrografía de grietas perlíticas en un domo de vitrófiro del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. El diámetro de la perlita mayor es alrededor de 1 mm. La sección delgada fue cedida por cortesía de E. Aragón.

Textura spinifex: se caracteriza por el ordenamiento paralelo a sub-paralelo o radial de fenocristales esqueletales, dendríticos, elongados curvo-ramificados o aciculares de olivina o piroxeno, entre los cuales quedan huecos ocupados por vidrio o cristales de menor tamaño (figura 11.23). Las olivinas, y menos frecuentes los piroxenos, pueden alcanzar hasta 10 cm de largo. La textura spinifex caracteriza a las komatiitas, que son rocas volcánicas ultramáficas, casi exclusivas del Arqueano, con un contenido de MgO mayor al 18%.

Textura esferulítica: se exhibe como cuerpos más o menos esferoidales, denominados *esferulitas*, constituidos por un conjunto de cristales fibrosos de feldespato alcalino que irradian desde un núcleo micro- a criptocristalino. Entre las fibras se ubica vidrio, cristales de feldespato alcalino de menor tamaño, cuarzo o tridimita.

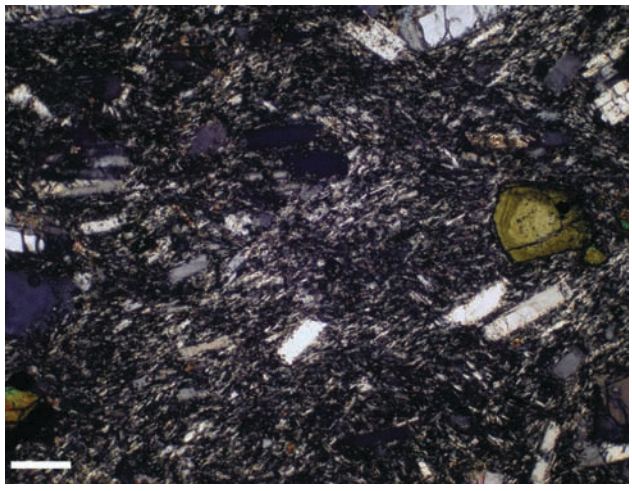

Figura 11.22. Fotomicrografía de la textura traquítica en una traquiandesita de un domo sub-volcánico del interior de la caldera de la Sierra de El Morro, San Luis. Los fenocristales y la pasta traquítica están orientados por el flujo magmático. Barra de escala: 75μ.

Figura 11.23. Fenocristales esqueletales (gris) de olivina y pasta afanítica vítrea (gris-verdosa) de la textura spinifex de una komatiita del Precámbrico. Localidad tipo mundial, Río Komatii, Sudáfrica. Barra de escala: 1 cm.

Las esferulitas pueden ser simples (un solo cuerpo), compuestas (dos cuerpos) o en racimos o anidadas (varias esferulitas coalescentes lateralmente). El diámetro varía desde unos pocos micrones hasta varios centímetros. Las esferulitas de un domo de vitrófiro riolítico del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (figura 11.24) tienen hasta 12 cm de diámetro. El núcleo puede ser hueco (litofisa) o pueden exhibir un fenocristal de feldespato alcalino o plagioclasa.

Las esferulitas pueden ser primarias o secundarias. Ambos tipos tienen las mismas características petrográficas citadas precedentemente y sólo se pueden diferenciar por criterios genéticos relacionados con su formación. Las esferulitas primarias cristalizan directamente desde un magma dacítico-riolítico, durante la desgasificación y enfriamiento sincrónicos con el desplazamiento del magma, ya sea durante el emplazamiento de cuerpos intrusivos sub-volcánicos o el flujo de coladas lávicas (figura 11.24).

Las esferulitas secundarias se forman por la desvitrificación de un vidrio rígido, ya consolidado, como las obsidianas y vitrófiros, y también de aquel de las trizas y pómez de las ignimbritas y tobas. Es común en estas últimas rocas que la textura eutaxítica (véase abajo en este mismo capítulo) este parcial o totalmente reemplazada por parches o racimos de esferulitas secundarias. Para reconocer el carácter primario o secundario de las esferulitas se pueden considerar los siguientes criterios:

Tabla 11.3. Criterios geológicos simples para distinguir esferulitas primarias y secundarias.

PRIMARIAS	SECUNDARIAS
No reemplazan texturas previas	Reemplazan texturas previas, como la eutaxítica. Parches, racimos o nidos de esferulitas. Racimos de esferulitas crecidos a lo largo de fracturas perlíticas
Laminación-bandeamiento por flujo: intercala láminas o bandas con esferulitas porosas y de obsidiana compacta sin esferulitas	Obliteran y emparchan la laminación por flujo previamente desarrollada en una obsidiana
Huecos y microfenocristales o microlitos ubicados en el núcleo	Sin huecos ni cristales en el núcleo

Textura axiolítica: se compone de cristales fibrosos de feldespato alcalino y cuarzo, denominados *axiolitas*, que irradian desde la terminación de un pequeño cristal acicular (axiolitas primarias). Las axiolitas también pueden desprenderse desde un eje, como por ejemplo la traza de una grieta perlítica o reemplazar texturas vítreas previamente formadas (axiolitas secundarias), tanto en coladas de lavas ácidas como en flujos de ignimbritas o mantos de tobas. La formación de las axiolitas primarias y secundarias es similar a las esferulitas.

Textura litofísica: variedad de textura esferulítica donde el fino agregado de fibras radiadas de feldespato alcalino y cuarzo (± vidrio) se dispone en capas concéntricas desde un hueco central, y además las capas también pueden estar parcialmente ahuecadas (figura 11.2).

La formación de las litofisas se relaciona con la expansión "plástica", a la temperatura de extrusión, de una obsidiana riolítica que las hospeda. Se forman durante los períodos de desgasificación del vidrio que alternan con los de cristalización del magma riolítico expuesto a condiciones de enfriamiento rápido.

Textura variolítica: se compone de fibras divergentes, simples o ramificadas, formando un atado o haz cónico de cristales aciculares que parten desde un centro en común. Las fibras son de plagioclasa y los espacios entre las mismas están ocupados por vidrio o granos equidimensionales de piroxeno, olivina o minerales opacos. En una sección delgada (2D) la forma es la de un abanico de fibras de plagioclasa. La textura variolítica es común en las rocas volcánicas básicas a intermedias.

Textura esqueletal y dendrítica: sobrecrecimiento delicado de cristales fibrosos, esqueletales o dendríticos o de tablillas desde las esquinas y/o bordes de los fenocristales tabulares, en las rocas volcánicas ricas en vidrio y vítreas, que han pasado por dos historias térmicas distintas. Una historia es la vinculada con la formación de los fenocristales, antes de la extrusión del magma. La otra historia térmica indica un enfriamiento rápido después de la extrusión y la formación de los cristales sobrecrecidos. Los fenocristales son aprovechados como soporte o anclaje para la fijación de los gérmenes de los cristales esqueletales o dendríticos.

Textura ocelar: está definida por parches de minerales leucocráticos llamados *ocelos*, que tienen forma esférica o elipsoidal y un diámetro variable entre 0,5 y 2 cm. Los ocelos se alojan dentro de un sector más máfico de la misma roca que actúa como hospedante.

Los minerales de los ocelos son nefelina, leucita, calcita, analcima, ceolitas, feldespatos alcalinos, cuarzo, clorita, biotita, anfíbol o piroxeno y, eventualmente, también aparece vidrio. Estos minerales también se encuentran en el sector máfico hospedante, pero diseminados entre los minerales esenciales. En los ocelos los minerales tienen una disposición zonal, formando un relleno centrípeto desde las paredes hacia el centro. Por fuera de los ocelos, tangencial a los bordes de los mis-

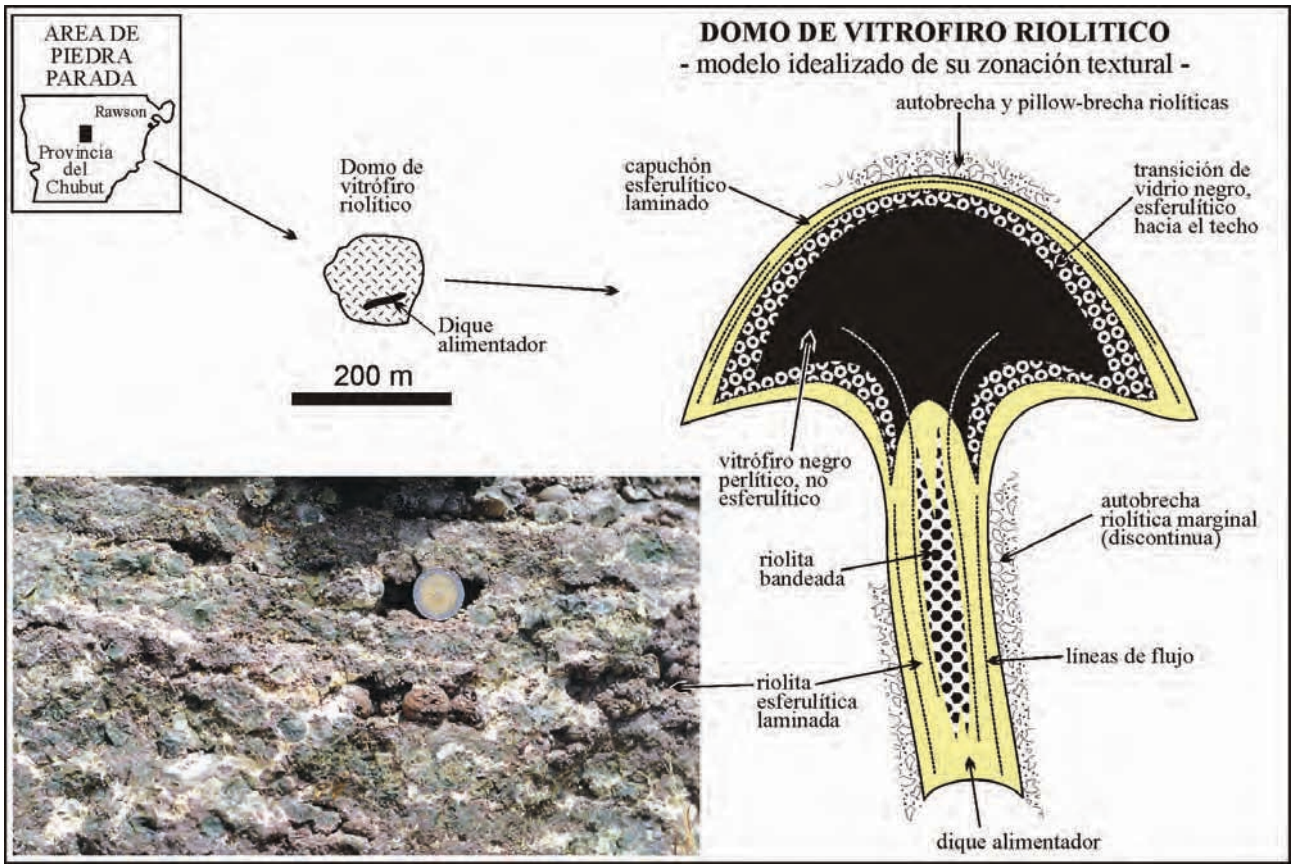

Figura 11.24. Domo sub-volcánico de vitrófiro riolítico del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (modificado de Aragón et al. 2002). Las esferulitas son primarias porque se ubican en bandas que alternan con vitrófiro riolítico compacto sin esferulitas. La moneda tiene 2,3 mm de diámetro.

mos, se disponen agregados de cristales fibrosos o escamosos pequeños, que ocasionalmente se proyectan hacia el interior de los ocelos.

La textura ocelar es rara y caracteriza a las rocas volcánicas básicas a mesosilícicas alcalinas, sub-saturadas en sílice y que tienen feldespatoides.

Textura vesicular: se compone de cavidades *redondeadas*, ovoidales o irregulares llamadas vesículas, formadas por cavitación de un magma basáltico durante la extrusión de una colada en superficie (véase punto 11.3.1). El diámetro de las vesículas varía entre pocos milímetros y alrededor de 1 centímetro y son huecas (figura 11.5).

La preservación de las vesículas después de la cavitación depende de la tasa de enfriamiento del magma (intercambio de calor entre la colada y el aire o el sustrato), de la viscosidad del mismo y del espesor del manto basáltico. En el techo y piso de una colada las vesículas quedan conservadas porque el magma caliente se congela rápidamente, por el alto contraste térmico que tiene con el aire y el sustrato fríos respectivamente, atrapando las burbujas de gas. Por el contrario, la parte media de una colada no retiene fácilmente las vesículas, dado que la tasa de enfriamiento del magma es más lenta respecto del techo y piso, y se conserva por más tiempo el calor que favorece la disipación o migración de las burbujas de gas hacia otros sectores. Esta zonación de la textura vesicular entre el techo y el piso es común en las coladas basálticas de gran espesor. En aquellos cuerpos lávicos poco potentes o en el frente de las coladas espesas la textura vesicular presenta una distribución más o menos homogénea entre el techo y piso.

Las vesículas se estiran durante el desplazamiento del magma sobre el sustrato y adquieren formas fusiformes, con su eje mayor ubicado paralelo a las líneas de flujo magmático. El estiramiento ocurre durante y después de la cavitación, y antes del congelamiento de la colada. Las vesículas estiradas son útiles para aproximar la dirección del flujo magmático y con ello inferir el sitio posible de emplazamiento del centro eruptivo, en las sucesiones volcánicas desmanteladas por la erosión.

Textura amigdaloide: es una variedad de textura vesicular donde las cavidades llamadas *amígdalas* están parcial o totalmente rellenas con minerales tardío- o post-magmáticos, como los carbonatos, ceolitas, cuarzo, calcedonia, analcima, clorita, etcétera.

11.4.2.2. Texturas de flujos de ignimbritas

Textura eutaxítica: es la textura típica de las ignimbritas y está compuesta por vitroclastos de pómez defor-

mados y compactados denominados "fiammes" (véase figura 9.21). Además tiene cristaloclastos, que son fragmentos de fenocristales formados en la cámara magmática antes de la erupción, y litoclastos que casi siempre provienen del edificio volcánico. Para mayores detalles de las ignimbritas y los flujos piroclásticos que las producen, véase el Capítulo 9 (ítem 9.5).

11.4.3. Texturas transicionales entre rocas plutónicas y volcánicas

Estas texturas caracterizan a los cuerpos ígneos superficiales o sub-volcánicos, emplazados a profundidades transicionales entre los cuerpos intrusivos plutónicos y las unidades volcánicas extrusivas.

Textura de pórfidos: los pórfidos son rocas sub-volcánicas con un alto contraste térmico, porque exhiben textura porfírica compuesta por fenocristales fanerocristalinos y pasta microgranosa o seriada. La composición más común de los pórfidos es andesítica a dacítica, y en menor proporción riolítica. Los pórfidos andesíticos-dacíticos exhiben fenocristales euhedrales de plagioclasa, biotita y anfíbol y una pasta de la misma composición, pero con cristales subhedrales de menor tamaño, y con o sin cuarzo.

Textura seriada: se caracteriza por una transición gradual del tamaño de grano de los cristales, desde fanerocristalinos hasta afaníticos (microcristalinos), sin un hiato o interrupción de tamaños. Los cristales son subhedrales a euhedrales y pueden o no estar orientados por flujo magmático.

La textura seriada es característica de la pasta volcánica de la parte central de las coladas de lavas mesosilícicas y de pórfidos de algunos diques, filones capa y plutones de pequeño tamaño y emplazamiento superficial.

Textura poiquilítica: un mineral fanerocristalino, por lo general subhedral, engloba o incluye a uno o a más cristales más pequeños, subhedrales o euhedrales y que son de la misma o de diferentes especies. El cristal hospedante se denomina *oikocristal* y el/los cristales englobados se llaman *cadacristales*. Los cadacristales pueden aparecer orientados según alguna dirección cristalográfica del oikocristal o pueden estar desordenados.

Textura ofítica: es una variedad de la textura poiquilítica caracterizada por cadacristales desordenados de plagioclasa, euhedrales a subhedrales, que están incluidos por completo en un oikocristal, en general subecuante, de clinopiroxeno (figura 11.25). La textura ofítica es común en las diabasas o doleritas (son equivalentes sub-volcánico del basalto y el gabro) por lo cual también se la denomina textura *dolerítica*. Estas rocas se encuentran en diques, filones capa y sectores centrales de coladas basálticas.

Textura subofítica: variedad de la ofítica donde los cadacristales de plagioclasa están parcialmente incluidos por el oikocristal de clinopiroxeno. Sólo un sector de la plagioclasa está rodeado por el piroxeno y la otra parte está afuera del mismo. La textura subofítica también aparece en diabasas y gabros de diques y filones capa y sectores centrales de coladas basálticas.

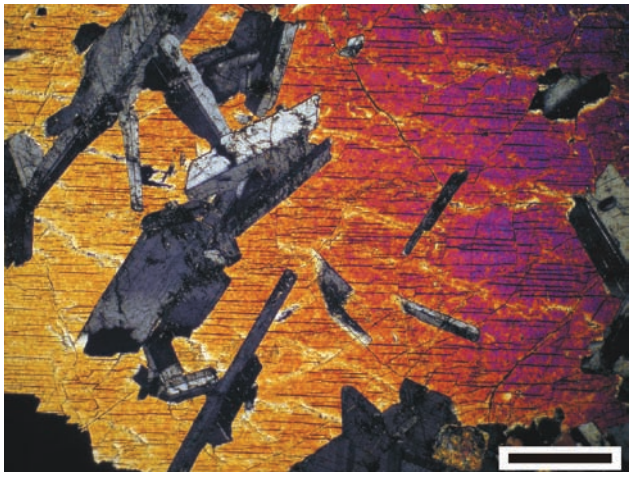

Figura 11.25. Fotomicrografía de una textura ofítica en un filón capa de diabasa del Cordón de la Invernada, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 250μ.

Textura intrafasicular: es un intercrecimiento decusado de cristales tabulares de plagioclasa euhedral, con huecos ocupados por clino- u ortopiroxeno que se amoldan a la forma del hueco (figura 11.26). Es una textura que se exhibe en algunos gabros de cuerpos plutónicos, diques y filones capa, y también en las diabasas.

11.5. Texturas cumuláticas

En los párrafos precedentes destacamos que la formación de las texturas ortomagmáticas depende esen-

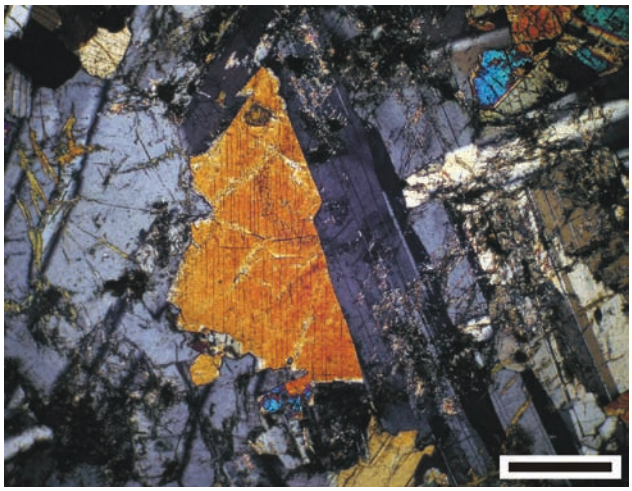

Figura 11.26. Fotomicrografía de una textura intrafasicular en un filón capa de diabasa del Cordón de la Invernada, Precordillera Occidental de San Juan. Barra de escala: 250μ.

cialmente de la magnitud del enfriamiento del magma. En algunos cuerpos ígneos intrusivos máficos-ultramáficos, como los lopolitos, *sills* o filones capa y diques estratificados, el desarrollo textural depende, además de la velocidad lenta de enfriamiento del magma, de la cristalización fraccionada de minerales y de la acumulación mecánica de cristales o "sedimentación ígnea" gravitatoria, siguiendo la ley de Stockes. Según esta ley, la velocidad de decantación de un mineral depende directamente del tamaño y la forma del mismo (radio de los individuos), de la magnitud del contraste de densidades entre el mineral formado y el magma circundante y de la viscosidad del magma. Los cristales densos de los minerales ferromagnesianos se hunden en el magma, acumulándose en el piso del cuerpo ígneo, con distintos patrones de texturas cumuláticas o cumulares. Los cristales félsicos, livianos, flotan en el magma, pero si son pequeños y tabulares, sea cual fuere su densidad, también tienden a hundirse en el magma.

Las texturas *cumuláticas* o *cumulares* formadas por acumulación de cristales fueron propuestas por Wager *et al*. (1960) para las rocas máficas-ultramáficas y sus diferenciados, en los complejos estratificados de Skaergaard (Groenlandia) y Bushveld (Sudáfrica). Según estos autores, las texturas cumuláticas se componen de: 1, una pila de cristales cumuláticos o *primocristales*, precipitados directamente desde el magma, antes de cualquier modificación textural producida por cristalización posterior, y 2, material intercumular o intercumulus, o cristales que ocupan los intersticios o huecos entre los cumulatos. Asimismo Wager *et al*. (1960) precisaron que el líquido intercumular es la parcela de magma alojada en los huecos de los cumulatos, que por cristalización posterior da el material intercumular.

En la formación de los cumulatos por concentración mecánica también intervienen, además de la sedimentación gravitatoria y el alzamiento por flotación, celdas convectivas que recirculan el material ígneo, el filtrado por presión y otros procesos dinámicos no convectivos, como la segregación de cristales por flujo magmático. Otros procesos que también producen la acumulación de cristales y operan en forma sincrónica o independiente de la concentración mecánica son la infiltración de nuevos pulsos de magmas dentro de emulsiones de cristales y líquido preexistentes, la difusión química, segregación vinculada con inmiscibilidad de magmas y la mezcla de magmas.

Las texturas cumuláticas son raras en las rocas félsicas porque: 1, es poco importante el contraste de densidades entre los minerales que se forman y el líquido circundante, por lo cual no se activa el mecanismo de acumulación gravitatoria de los cumulatos, y 2, la viscosidad del magma félsico aumenta drásticamente con la cantidad de cristales en suspensión, inhibiendo el movimiento del magma y la circulación interna de cristales. Sin embargo, en las rocas félsicas operan otros mecanismos dinámicos no gravitatorios que pueden producir acumulación mecánica de cristales y formar texturas cumuláticas. Como consecuencia del flujo o desplazamiento de un magma granítico en un cuerpo ígneo globoso o tabular, se pueden acumular cristales de feldespato potásico (véase figura 5.6), siempre y cuando éstos tengan un tamaño excepcionalmente grande y forma tabular (véase más adelante en este mismo capítulo). El efecto Bagnold, por el flujo de un magma en un dique (véase figuras 3.17 y 6.6), también puede producir acumulación de fenocristales o inclusiones en el núcleo de algunos diques félsicos.

La formación de las texturas cumuláticas en los cuerpos máficos-ultramáficos incluye tres etapas generales que son: 1º: nucleación, crecimiento y acumulación de primocristales. Involucra la formación del cumulato y el entrampamiento del líquido intercumular. Los primocristales son los primeros individuos que cristalizan desde el magma, tienen espacio suficiente dentro del líquido circundante para seguir creciendo libres de interferencias, por lo cual alcanzan un cierto tamaño y son bastante euhedrales (Wager *et al*. 1960). En general los primocristales son de olivinas (en las dunitas) o de piroxenos (piroxenitas). 2º: continuación del crecimiento de los primocristales por distintos mecanismos, como, por ejemplo, la difusión iónica, y 3º: solidificación total de la roca.

Las texturas resultantes de estas etapas son al menos de tres tipos distintos, y se describen a continuación.

Ortocumulato: después de la acumulación de uno o más minerales del cumulato, la cristalización fraccionada del líquido intercumulus produce la zonación composicional de los primocristales, la nucleación de nuevos minerales y la reacción con los minerales previamente formados (transformación de olivina a ortopiroxeno, olivina a clinopiroxeno u ortopiroxeno a clinopiroxeno). La cristalización del intercumulus no tiene conexión física o química con el magma circundante, por lo cual no tiene aporte de magma fresco desde el exterior. La paragénesis mineral del intercumulus final puede ser muy diferente a la composición del cumulato previamente formado. La textura final está compuesta por un cumulato de primocristales zonados, mayoritariamente euhedrales, y por minerales intercumulares subhedrales a anhedrales, algunos con coronas de reacción.

Adcumulato: el cumulato se nutre de componentes externos aportados por la entrada directa de nuevos pulsos de magma o por la difusión química desde el magma fresco circundante al cumulato. La cristalización fraccionada a escala local del líquido intercumular es reducida o está ausente, y los primocristales siguen creciendo a expensas del líquido intersticial, tomando los elementos que le son útiles y expulsando el resto que no utiliza. La textura final es un cumulato con primocristales no zonales (o con zonación muy subordinada) y sin minerales intercumulares.

Mesocumulato: tiene características intermedias entre los ortocumulatos y los adcumulatos, de manera que no es eliminado todo el líquido intercumular original.

Heteradcumulato: está caracterizado por un sistema abierto, sin entrampamiento de líquido intercumular, compuesto por cristales adcumulares rodeados por grandes oikocristales no zonados, lo que sugiere un aporte continuo de parcelas de magma fresco desde el exterior.

Crescumulato o Harrístico: cumulato de cristales dendríticos, aciculares o fibrosos, no zonados y a veces huecos, de crecimiento orientado y paralelo entre si, pero anclados en forma perpendicular a un sustrato, que generalmente es el piso de la cámara magmática. Están rodeados de oikocristales semejantes a los heteradcumulato.

11.6. Texturas magmáticas de cristalización sincrónica con una deformación

Las evidencias de flujo magmático en los cuerpos ígneos intrusivos y en las unidades volcánicas extrusivas quedan preservadas como fábricas (textura y estructura) orientadas en una dirección determinada. Las texturas traquítica y traquitoide son claras evidencias de flujo magmático en rocas volcánicas y plutónicas respectivamente. Las líneas de flujo en las rocas volcánicas están marcadas por la orientación paralela a sub-paralela de los fenocristales y cristales de la pasta, y la concentración selectiva de cristalitos, microlitos, esferulitas y/o minerales de desvitrificación. También son evidencias de flujo magmático los cambios de color de la pasta (bandeamiento), asociados a variaciones en la relación vidrio/cristales (figura 11.27), las ondulaciones y pliegues de flujo (figura 11.28) y las vesículas y amígdalas elipsoidales con sus ejes mayores orientados en forma sub-paralela.

El *flujo magmático* se define como la deformación que se produce durante el desplazamiento del magma y la rotación de cristales como cuerpos rígidos en el seno del magma, sin la suficiente interacción entre los cristales para causar su deformación plástica intracristalina (Paterson *et al*. 1989). Durante el flujo, el magma cambia de forma sincrónicamente con su enfriamiento, y los cristales que se van formando rotan libremente, lubricados por el magma, sin tocarse y sin deformarse internamente. En el extremo opuesto se encuentran las fábricas de las rocas ígneas deformadas por *flujo sub-sólido*, desarrolladas durante y/o después de la cristalización completa del magma (sin presencia de líquido), que involucran deformación intracristalina de los minerales. Las fábricas sub-sólidas en las rocas ígneas han sido ampliamente descriptas y pueden distinguirse con cierta facilidad de aquellas formadas por flujo magmático (p. ej. véase Paterson *et al*. 1989, Vernon 2000, 2004, Blenkinsop 2000, Passchier y Trouw 2005 y la bibliografía citada en estos trabajos). Entre estos dos extremos, en transición entre el flujo magmático y el sub-sólido, se forman fábricas con características propias, especialmente en los cuerpos ígneos intruidos sincrónicamente con una deformación regional, como en el Complejo Plutónico Río del Molle (González *et al*. 2006). La característica primordial de estos cuerpos intrusivos es la orientación de sus minerales magmáticos en una dirección determinada, por el movimiento o flujo del magma, y además estos minerales tienen deformación plástica intracristalina. Estas texturas orientadas son formadas por *flujo sub-magmático* (Paterson *et al*. 1989) o *flujo grano-soportado* (Paterson *et al*. 1998), que se define como la deformación producida por el desplazamiento del magma y los cristales, con deformación intracristalina de éstos últimos. Las texturas de flujo sub-magmático son más

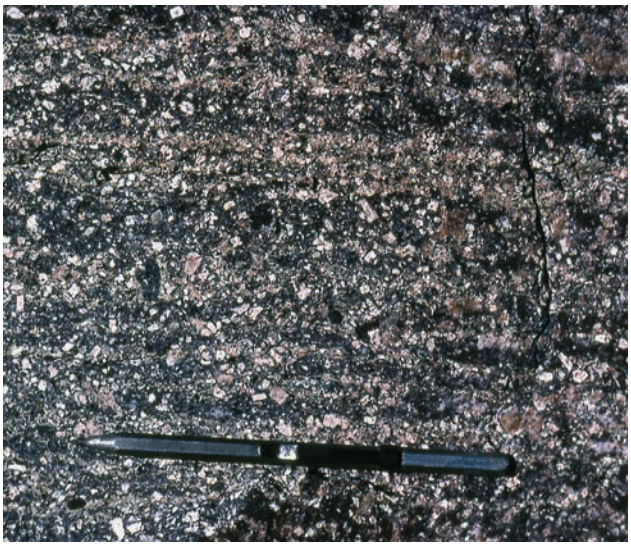

Figura 11.27. Bandeamiento por flujo en una lava mesosilícica de la región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan. Las bandas negras son ricas en vidrio y las castañas en cristales de feldespatos.

Figura 11.28. Pliegues del bandeamiento por flujo en una lava mesosilícica de la Formación Las Vizcachas (Triásico Superior), región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan.

difíciles de reconocer dado que exhiben características transicionales entre las texturas de flujo magmático y las sub-sólidas.

La formación de las texturas magmáticas de cristalización sincrónica con una deformación dependen de la magnitud del desplazamiento del magma a medida que se enfría, que a su vez depende de la fracción cristalina y la viscosidad efectiva (véase Capítulo 3). La viscosidad efectiva se incrementa rápidamente en varios órdenes de magnitud con el aumento de la fracción cristalina del magma y depende de: 1, la viscosidad del magma sin cristales, que a su vez se relaciona con la composición y la temperatura; 2, la fracción cristalina y la cantidad de magma remanente y 3, el tamaño y forma y la concentración de cristales (véase figura 3.12).

La fracción crítica de fundido o fundido crítico de Arzi (1978), expresa la magnitud de la fracción cristalina a partir de la cual el magma comienza a exhibir alguna resistencia a la deformación. Si el porcentaje de magma es superior al fundido crítico de Arzi, las texturas son de flujo magmático (= flujo suspendido de Paterson *et al*. 1998) y los cristales están orientados sin deformación interna. Por el contrario, si la proporción de magma es menor al fundido crítico, los cristales están orientados con deformación plástica intracristalina. Los estudios experimentales de Paterson *et al*. (1998) para un magma granítico indican que el cambio entre flujo magmático y sub-magmático ocurre con un porcentaje de magma variable entre 20 y 40%, y que el magma no cristalizado puede acumular grandes cantidades de esfuerzo, sin preservar fábrica alguna. El fundido crítico de Arzi es aun un tema de constante debate y varía con la composición félsica o máfica del magma.

En las Sierras Pampeanas de San Luis del centro-oeste de Argentina, los cuerpos ígneos intrusivos fueron agrupados en pre-, sin- y pos-orogénicos, respecto de la fase orogénica Principal (Ordovícico Temprano) del ciclo Famatiniano (Ortiz Suárez *et al*. 1992, Llambías *et al*. 1998). Recientemente se ha descripto el grupo de cuerpos ígneos pos-orogénicos tempranos, emplazados con las características de los pos-orogénicos, pero sincrónicos con estadios póstumos de la deformación y metamorfismo de la fase orogénica Principal (González 2003, González *et al*. 2006). Los cuerpos pre-orogénicos exhiben texturas magmáticas originales afectadas con posterioridad por deformación dúctil sub-sólida. Los cuerpos sin- y post-orogénicos tempranos tienen texturas de flujo magmático y sub-magmático y los cuerpos netamente post-orogénicos presentan texturas magmáticas de flujo.

A continuación se describen e ilustran algunas texturas de flujo magmático, sub-magmático y sub-sólido, tomando ejemplos a escala mesoscópica y microscópica de los plutones de las Sierras de San Luis y de otras provincias geológicas de Argentina. Para una revisión detallada de una cantidad mayor de texturas y estructuras, y de los procesos de formación de las mismas, se recomienda consultar las obras de Blenkinsop (2000), Vernon (2004) y Passchier y Trouw (2005). Los procesos asociados a la deformación intracristalina de los minerales por flujo sub-magmático y sub-sólido no son tratados aquí porque se escapan a los contenidos del presente manual.

11.6.1. Texturas y estructuras de flujo magmático

Una fábrica ígnea formada por flujo magmático reúne dos características esenciales: 1, tiene minerales orientados en una dirección determinada y 2, los minerales no tienen deformación plástica intracristalina. Teniendo en cuenta estos dos caracteres primarios, a continuación se describen algunas de las evidencias más comunes de flujo magmático.

a) Alineamiento paralelo a sub-paralelo de cristales euhedrales, generalmente tabulares o prismáticos y de feldespato alcalino o anfíbol.

b) Imbricación de cristales euhedrales.

c) Foliación magmática marcada por el alineamiento paralelo a sub-paralelo de micas u otros minerales.

d) Elongación de enclaves microgranulares.

e) Curvamiento de la foliación magmática y de enclaves microgranulares alrededor de xenolitos rígidos.

f) Alineamiento paralelo a sub-paralelo de schlieren.

g) Bandeamiento composicional, con alternancia de bandas félsicas y máficas (figura 11.29). En ocasiones esta evidencia indica que previamente hubo una mezcla de magma tipo *mingling*.

h) Pliegues de flujo con planos axiales rellenos con magma cristalizado de textura sacaroide o aplítica. También indica que el magma estaba suficientemente viscoso para transmitir esfuerzos y fracturarse, pero en presencia de considerable magma no cristalizado.

i) Fracturas intra-magmáticas que cortan estructuras de flujo previamente formadas (figura 11.30). No hay orientación ni deformación sub-sólida de los minerales a lo largo de la fractura, y además hay cristalización de minerales ígneos en las terminaciones de la fractura, que indican que la deformación fue asistida por magma no cristalizado y finalizó antes de la cristalización completa. También indica que el magma estaba suficientemente viscoso para transmitir esfuerzos y fracturarse, pero en presencia de considerable líquido.

En las fábricas descriptas precedentemente, el alineamiento de los cristales se produce en el magma no cristalizado, que es suficientemente viscoso como para salvar la orientación de los cristales. Probablemente la fábrica orientada queda preservada en los cuerpos ígneos cuando el flujo magmático se produce en estadios póstumos del enfriamiento del magma, dado que una fábrica orientada tempranamente puede ser fácilmente removida, y no quedar vestigios de minerales orientados, por

Figura 11.29. Bandeamiento composicional por flujo magmático en un cuerpo intrusivo globoso. Las bandas claras son de monzonita cuarzosa y las oscuras de monzodiorita cuarzosa. Plutón Barroso, Sierras Pampeanas de San Luis.

desplazamientos póstumos del magma (Vernon 2000). La ausencia de orientación de minerales u otros objetos no implica ausencia de flujo magmático. En estos casos de fábricas aparentemente "isótropas" se utiliza el análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética para determinar el flujo magmático en un cuerpo ígneo intrusivo (véase Capítulo 12).

En síntesis, para confirmar la presencia de flujo magmático en un cuerpo ígneo intrusivo deben aparecer combinadas, a escala mesoscópica y microscópica, al menos dos o tres evidencias juntas, como las descriptas precedentemente.

11.6.2. Texturas y estructuras de flujo sub-magmático

Los caracteres más relevantes de las fábricas transicionales entre flujo magmático y sub-sólido sincrónicas con una deformación regional son: 1, tienen minerales orientados en una dirección determinada; 2, los cristales se exhiben con deformación plástica intracristalina y 3, están asociadas a evidencias texturales relacionadas con la presencia de magma no cristalizado durante su formación. Las fábricas más comunes de flujo magmático son las siguientes:

a) Foliación tipo "S-C", con la misma orientación y sentido de cizalla de la fábrica de flujo magmático (figura 11.31).

b) Pliegues en estructuras previas de flujo magmático. Los minerales tienen deformación intracristalina y los planos axiales de los pliegues se asocian a fracturas rellenas con magma cristalizado de textura sacaroide o aplítica.

c) Fracturas intra-magmáticas que cortan a estructuras de flujo previamente formadas y están rellenas con magma no cristalizado de textura fina. Los minerales del relleno están orientados y tienen deformación intracristalina.

d) Cristalización de minerales tardío-magmáticos en "sombras de presión" abrigadas por fenocristales o en sectores entre minerales primarios fragmentados.

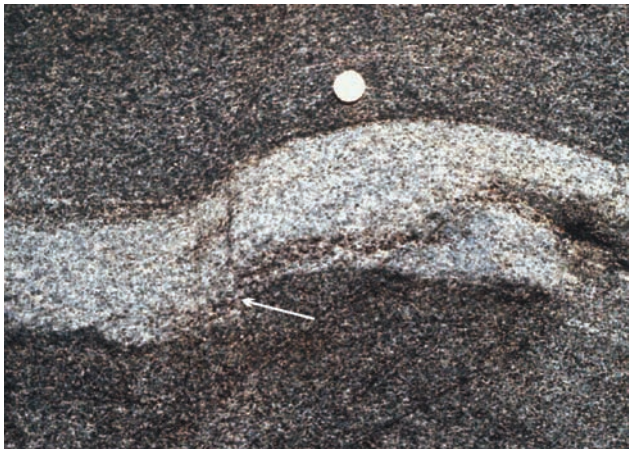

Figura 11.30. Fractura intra-magmática que corta a un bandeamiento por flujo previamente formado. La banda clara es de monzonita y las oscuras son de monzodiorita-monzogabro. La flecha blanca indica la fractura. La moneda tiene 2,5 mm de diámetro. Plutón Barroso, Sierras Pampeanas de San Luis. Ver más ejemplos en González *et al.* (2006).

Figura 11.31. Bandas de cizalla "S-C" en continuidad con pliegues de flujo magmático. Las bandas claras son de monzonita y las oscuras de monzodiorita. La flecha blanca indica los planos "C" de cizalla. Los planos "S" están definidos por el bandeamiento composicional previo. La moneda tiene 2,3 mm de diámetro. Plutón Barroso, Sierras Pampeanas de San Luis.

e) Boudinage de venas y diques con cuellos rellenos con la misma roca hospedante.

f) Zonas de cizalla locales discretas, con caracteres de flujo magmático pero sin reducción del tamaño de grano de los minerales.

11.6.3. Texturas y estructuras de deformación sub-sólida

Las fábricas de las rocas ígneas deformadas por flujo sub-sólido involucran la deformación intracristalina de los minerales. Los procesos asociados a esta deformación no son tratados aquí porque se escapan a los contenidos del presente manual.

Las fábricas sub-sólidas en las rocas ígneas han sido ampliamente descriptas y pueden distinguirse con cierta facilidad (Paterson *et al*. 1989, Vernon 2000, 2004, Blenkinsop 2000, Passchier y Trouw 2005). Algunas de las evidencias más comunes de flujo sub-sólido en las rocas ígneas son:

a) Deformación interna y recristalización de granos.

b) Porfiroclastos con "colas" de recristalización, que son comunes en las milonitas.

c) Maclado secundario y formación de mirmequitas en los feldespatos.

d) Boudinage de minerales competentes, con recristalización de minerales metamórficos en los cuellos, especialmente cuarzo y muscovita (figura 11.32).

e) Reducción del tamaño de grano y formación de milonitas.

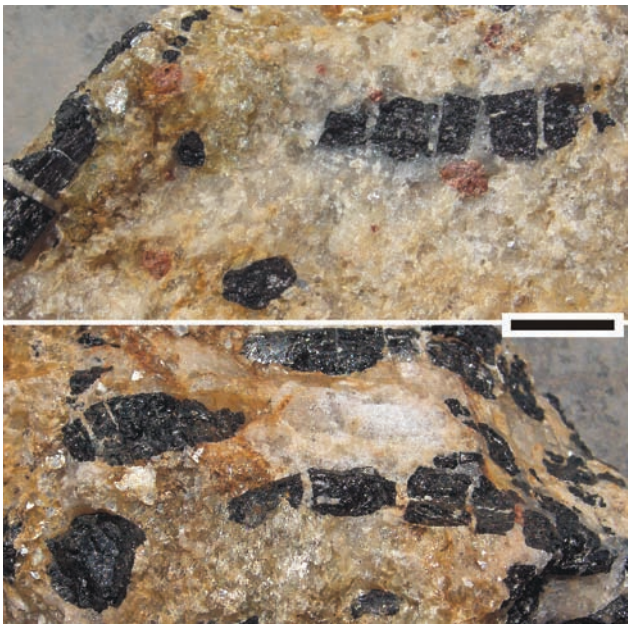

Figura 11.32. Boudinage en cristales de turmalina de un dique pegmatítico. Los cuellos están rellenos con cuarzo y algunos budines aparecen algo rotados. Enjambre longitudinal de diques del Complejo Plutónico Río del Molle (ciclo Famatiniano), Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis (González et al. 2006). Barra de escala: 1 cm.

Agradecimientos

Quiero agradecer de manera muy especial a todos los docentes de la Cátedra de Petrología I (Rocas Ígneas) de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), que han colaborado a lo largo de 16 años con fructíferos comentarios, críticas atinadas y sugerencias de algún tema de este capítulo en sus versiones previas. En primer lugar deseo agradecer a la Dra. Emilia Y. Aguilera por su estímulo constante y oportunas sugerencias durante la elaboración de los distintos temas del capítulo, y por su amistad incondicional y sincera durante los 16 años de nuestra actividad docente en la Cátedra. Al Dr. Eduardo J. Llambías por la invitación a participar del libro y por las discusiones sobre la relación entre las texturas y la historia térmica de los cuerpos, que han enriquecido enormemente el contenido del capítulo. Al Dr. Eugenio Aragón por la discusión de varios temas relacionados con las rocas volcánicas y piroclásticas, que resultaron útiles para comprender mejor los procesos de formación de las texturas, y por la cesión de varios ejemplos de texturas con vidrio volcánico.

Los alumnos de los distintos cursos de Petrología I han leído los apuntes de clase que forman parte de este capítulo y han aportado ideas que permitieron clarificar aspectos de la redacción, y contribuyeron a desarrollar de manera más eficaz la actividad docente. También agradezco el apoyo institucional de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (Universidad Nacional de La Plata), el Centro de Investigaciones Geológicas y el CONICET, que proporcionaron la infraestructura y otros recursos para concretar la actividad docente y de investigación.

Referencias

Aragón, E., González, P., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Bagalciaga, M., D'elia, L., Jovic, S. y Muravchik, M., 2002. Los domos de vitrófiros y de riolitas foliadas del foso de la caldera Paleógena de Piedra Parada, río Chubut medio. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 64-68. El Calafate, Santa Cruz.

Aragón, E., Saadi, J., Ubaldón, M., Kuck, A., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Ribot, A. y González, S., 2006. Petrogénesis de los thundereggs en domos riolíticos del centro del Chubut, Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61 (3): 347-354.

Archer, L., Ternet, D. y Larson, R., 1997. Fracture phenomena in shearing flow of viscous liquids. Rheology Acta, 36: 579-584.

Bard, J. P., 1985. Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas. Masson S.A., Barcelona.

Best, M., 1984. Igneous and Metamorphic Petrology. W.H. Freeman and Company. 630 p. San Francisco.

Best, M. y Christiansen, E., 2001. Igneous Petrology. Blackwell Science. 458 p. Malden, Massachusetts.

Blenkinsop, T., 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, 150 p. Dordrecht.

Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso Cesar, A., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirilo, A. y Molesini, M., 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. Chemical Geology, 106: 263-277.

Brogioni, N., 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (4): 515-538.

Castro Dorado, A., 1989. Petrografía básica. Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas. Paraninfo. 143 p. Madrid.

Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R., 1979. The interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, 347 p. Londres.

Deer, W., Howie, R. y Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical. 696 p. Hong Kong.

Deer, W., Howie, R. y Zussman, J., 2001. Framework silicates: Feldspars. Volume 4 A, 972 p. The Geological Society of London. Londres.

Fowler, A., 1990. Self-organized mineral textures of igneous rocks: the fractal approach. Earth Science Reviews, 29 (1-4): 47-55.

González, P.D., 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico de la Comarca Norpatagónica, entre Comallo y Anecón Grande, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 1: 78-83. Buenos Aires.

González, P.D., 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis Doctoral Inédita Nº 817. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 446 p. La Plata.

González, P., y Sato, A., 2000. Los plutones monzoníticos cizallados El Molle y Barroso: dos nuevos intrusivos pos-orogénicos en el oeste de la Sierra de San Luis, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (sesión temática 4): 621-625. Puerto Varas, Chile.

González, P., Sato, A., Llambías, E. y Basei, M., 2006. Deformación y edad de plutones y diques monzonítico-graníticos post-orogénicos tempranos del oeste de la Sierra de San Luis. En: Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. (Eds.): Temas de la Geología Argentina I. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 21: 105-132. San Miguel de Tucumán.

Green, D., 1975. Genesis of Archean Peridotitic Magmas and Constraints on Archean Geothermal Gradients and Tectonics. Geology, 3 (1): 15-18.

Harker, A., 1960. Petrology for students. Cambridge University Press. 283 p. Londres.

Hibbard, M., 1995. Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall. 587 p. Englewood Cliffs, New Jersey.

Higgins, M., 2006. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distribution from 2D datasets. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154: 8-16.

Hutchison, Ch., 1973. Laboratory handbook of petrographic techniques. John Wiley and Sons, 527 p. New York.

Ishihara, S., 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. Mining Geology, 27: 293-305.

Jerram, D. y Kent., A., 2006. An overview of modern trends in petrography: textural and microanálisis of igneous rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154: vii-ix.

Joseph, D., 1998. Cavitation and the state of stress in a flowing liquid. CAV 2001. 4° International Symposium on Cavitation, 1-13.

Leake, B., A. Woolley, C. Arps, W. Birch, M. Gilbert, J. Grice, F. Hawthorne, A. Kato, H. Kisch, V. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J. Mandarino, W. Maresch, E. Nickel, N. Rock, J. Schumacher, D. Smith, N. Stephenson, L. Ungaretti, E. Whittaker y G. Youzih, 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names. American Mineralogist, 82: 1019-1037.

Le Maitre, R., 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition. Cambridge University Press, 236 p. Cambridge.

López, J. y Bello, L., 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. INSUGEO, Miscelánea 15: 7-57. San Miguel de Tucumán.

Llambías, E. y Malvicini, L., 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (4): 257-276.

Llambías, E., Palacios, M., Danderfer, J. y Brogioni, N., 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 569-584.

Llambías, E., Sato, A., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: R. Pankhurst y C. Rapela (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publications, 142: 325-341.

Llambías, E., Sato, A. y Basei, M., 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (3): 567-578.

Mac Kenzie, W., Donaldson C. y Guilford, C., 1982. Atlas of Igneous Rocks and their textures. Addison Wesley Longman Limited. 148 p. Essex.

Marsh, B., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 277-291.

Marsh, B., 1998. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. Journal of Petrology, 39: 553-599.

Mc Birney, A., 1984. Igneous Petrology. Freeman, Cooper and Company. 504 p. San Francisco.

Mc Phie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 198 p. Australia.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73: 1123-1133.

Nold, J. y Ericksson, K., 1967. Changes in K-felspar staining methods and adaptations for field use. American Mineralogist, 52: 1575-1576.

Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277. Madrid.

Passchier, C. y Trouw, R., 2005. Microtectonics. Springer, 366 p. Berlín.

Paterson S., Vernon R. y Tobisch, O., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology, 11: 349-363.

Paterson, S., Fowler, T., Schmidt, K., Yoshinobu, A. y Yuan, S., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos, 44: 53-82.

Pinotti, L., Coniglio, J., Esparza, A., D'Eramo, F. y Llambías, E., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15 (2): 251-265.

Shand, S., 1927. The Eruptive Rock, John Wiley, 360 p. New York.

Stroncik, N. y Schmincke, H., 2001. Evolution of palagonite: crystallization, chemical changes and element budget. American Geophysical Union. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2 (7), doi:10.1029/2000GC000102.

Teruggi, M., 1950. Las rocas eruptivas al microscopio. Su sistemática y nomenclatura. Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Publicación de Extensión Cultural y Didáctica Nº 5, 401p. Buenos Aires.

Teruggi, M., y Leguizamón, A., 1982. Fábrica de Rocas Igneas. Ediciones Argentea, Serie Geociencias Nº 2. 81 p. Buenos Aires.

Teruggi, M., Kilmurray, J., Rapela, C. y Dalla Salda, L. 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 41-60.

Thorpe, R. y Brown, G., 1985. The field description of Igneous Rocks. Geological Society of London, Handbook Series. 154 p. Londres.

Vernon, R., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences, 5 (2): 1-23.

Vernon, R., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 594 p. Cambridge.

Wager, L., Brown, G. y Wadsworth, W., 1960. Types of Igneous Cumulates. Journal of Petrology, 1 (1): 73-85.