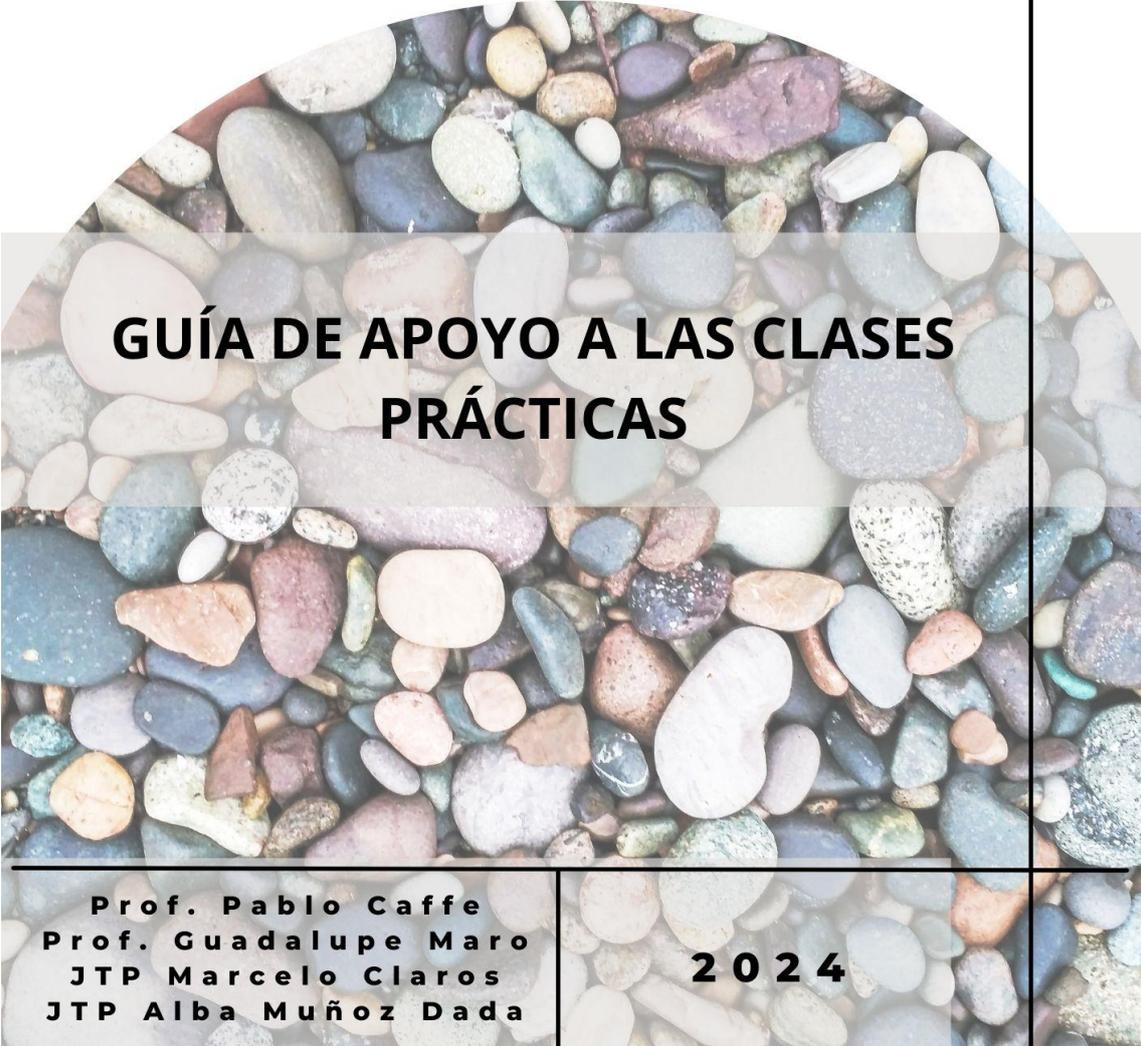


ROCAS ÍGNEAS

PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA



GUÍA DE APOYO A LAS CLASES PRÁCTICAS

Prof. Pablo Caffè
Prof. Guadalupe Maro
JTP Marcelo Claros
JTP Alba Muñoz Dada

2024

BIBLIOGRAFÍA RECOMENDADA
PARA EL ESTUDIO DE LAS ROCAS ÍGNEAS

- Best, M. 2003. Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Science, Massachusetts, 729 p.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1988. Volcanic Successions, modern and ancient. Allen & Unwin, London, 528 p.
- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Ediciones Paraninfo, SA.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali – Silica diagram. Journal of Petrology, Oxford, Vol. 27: p. 745 – 750.
- Le Maitre, R.W. (ed) 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford 193 p.
- Llambías, E. 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Serie de correlación Geológica, p. 234.
- López, J.P. y Bellos, L.I. 2006. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. INSUGEO. Miscelánea, 15, 7-57.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. y Guilford, C. 1982. Atlas of Igneous Rocks and their Textures. Longman Group Ltd, Essex.
- Mc Birney, A. 1993. Igneous petrology. Jones and Bartlet Publications, London, 509
- Rollinson, H.R. 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge.
- Toselli, A.J. 2009. Elementos básicos de petrología ígnea. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO).
- White, W.M. 2013. Geochemistry. John Wiley & Sons, Inc.
- Wilson, M. 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Winter, J.D. 2001. An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey, 796 p.
- IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR):
<https://www.bgs.ac.uk/scmr/products.html>

Para ver ejemplos de imágenes de texturas y tipos de roca en muestra de mano y sección delgada:

<http://www.alexstrekeisen.it/english/index.php>

<https://petroignea.wordpress.com/>

MINERALES FORMADORES DE ROCA

Un mineral es una sustancia inorgánica natural, sólida, que posee estructura atómica ordenada y una composición química y propiedades físicas características

Los minerales más comunes que componen las rocas que forman la litósfera son los **SILICATOS**, principalmente:

olivino ((Fe,Mg)₂SiO₄), **ortopiroxenos** ((Fe,Mg)SiO₃), **clinopiroxenos** (Ca(Fe,Mg)Si₂O₆), **hornblenda** (Ca₂(Mg,Fe,Al)₅(Al,Si)₈O₂₂(OH)₂), **biotita** (K(Mg,Fe)₃AlSi₃O₁₀(OH, F)₂), **muscovita** (KAl₂(AlSi₃O₁₀)(OH)₂), **plagioclasas** ((Na,Ca)(Si,Al)₃O₈), **feldespatos potásicos** ((K,Na,Ca,Ba,NH₄)(Si,Al)₄O₈), **feldespatoides** (nefelina, leucita, sodalita, hauyina), **cuarzo** (SiO₂), junto con los **óxidos de Fe y Ti** (espinelo, magnetita, ilmenita).

FELDESPATOS

Los feldespatos son un grupo de **Tectosilicatos**. Existen dos soluciones sólidas (series continuas) en el grupo:

- ✓ **Serie de las plagioclasas: albita-anortita.** Las composiciones intermedias se denominan: oligoclasa-andesita-labradorita-bitownita, de menor a mayor contenido de Ca.
- ✓ **Serie de los feldespatos alcalinos: albita-ortoclasa.** Incluye a la albita-anortoclasa-sanidina-ortosa/microclino, de menor a mayor contenido de K.

La sustitución de los átomos de Si por Al permite la entrada del Ca, mientras que la sustitución de Al por Si favorece la entrada de K o Na. El Ba y el Sr también pueden entrar en la estructura.

Existe un rango de composiciones que no son estables en la naturaleza (zona de desmezcla, laguna de inmiscibilidad, *miscibility gap* o *immiscibility range*).

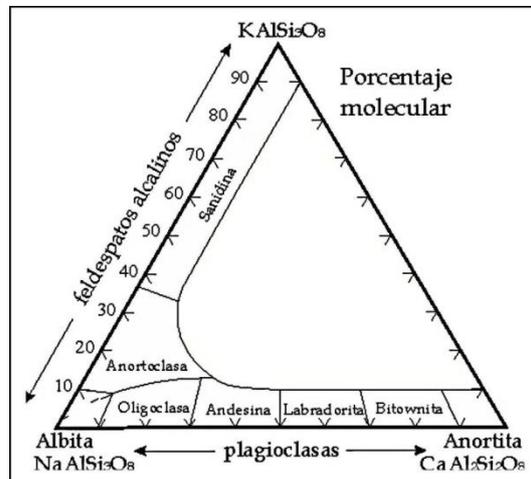


Figura 1.1. Diagrama ternario de clasificación de los feldespatos según Smith-Brown (1988).

- Determinación de la composición de la plagioclasa: solución sólida ALBITA (Na) – ANORTITA (Ca).

Método de Michel Levy: Se selecciona un cristal de plagioclasa con las maclas de varios individuos bien desarrolladas. Se ubica al cristal con el eje más largo de la en posición N-S y se mide el ángulo en la platina. Luego se realizan las medidas del ángulo de extinción hacia la derecha (Md) y hacia la izquierda (Mi). Luego se calcula el promedio.

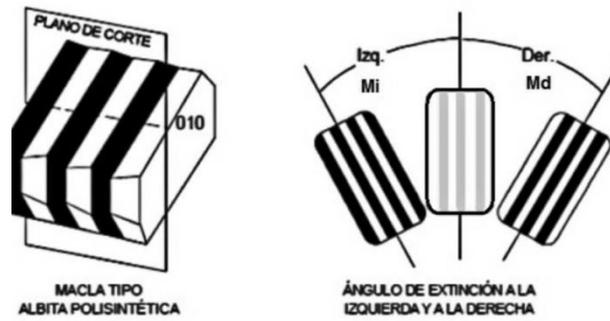


Figura I.2. Procedimiento de medición del ángulo de extinción en maclas polisintéticas.

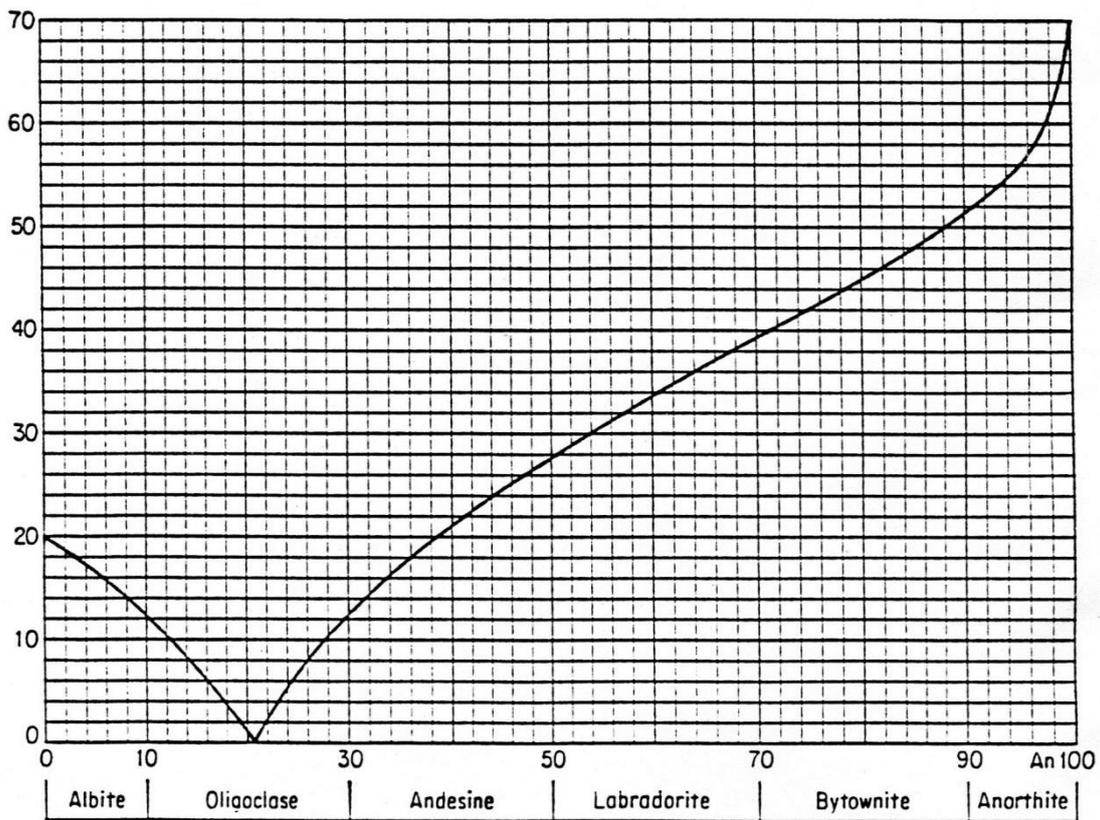


Figura I.3. Curva de variación del máximo ángulo de extinción promedio de las plagioclasas (Método de Michel Levy).

PIROXENOS

Los piroxenos son inosilicatos de cadena simple. Al contrario de los anfíboles, son minerales anhidros.



Donde se ocupa:

M1: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Ti^{3+} , V^{3+} , Sc^{3+} , Cr^{3+} , Zr^{4+} , Zn^{2+} ,

M2: Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , Li^+

T: Si^{4+} , Al^{3+} , Fe

Clinopiroxenos: sistema monoclinico (da extinción oblicua en óptica).

Ortopiroxenos: sistema ortorrómbico (de extinción recta en óptica).

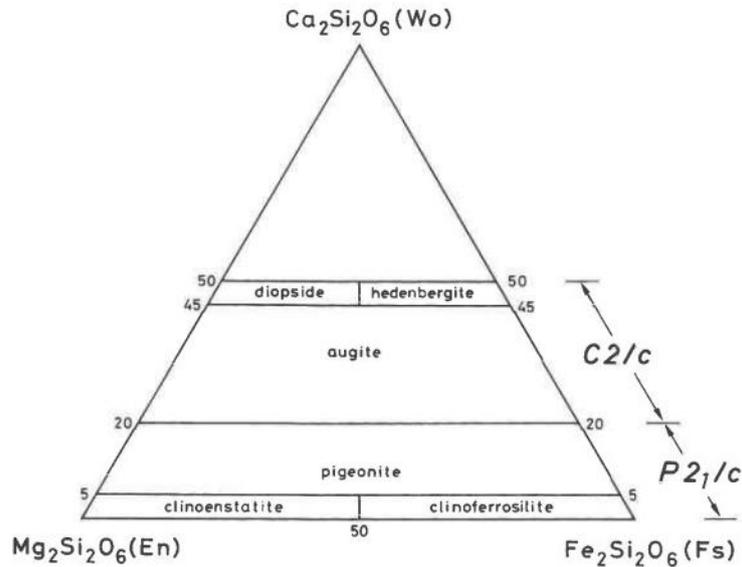


Figura I.4. Clasificación de los clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe según Morimoto (1988).

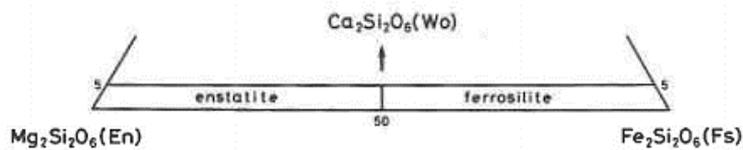


Figura I.5. Clasificación de los ortopiroxenos según Morimoto (1988).

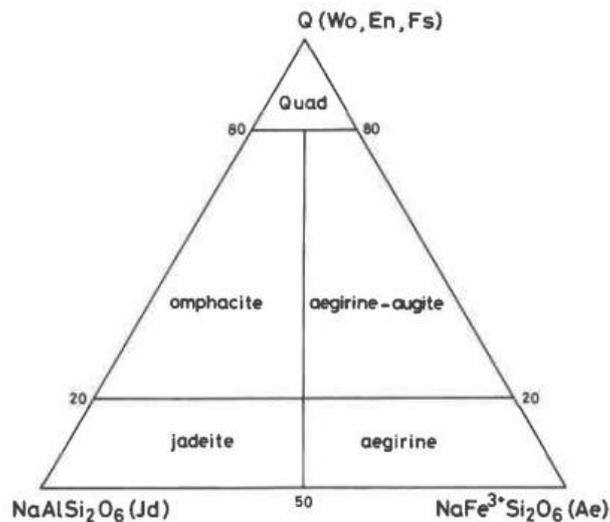


Figura I.6. Clasificación de los piroxenos de Ca-Mg-Fe y Na según Morimoto (1988). El campo Quad corresponde a los piroxenos de Ca-Mg-Fe (ver Fig. I.4).

ANFÍBOLES

Los anfíboles son inosilicatos de doble cadena que poseen agua en su estructura cristalina.

$A_{0-1} B_2 C_5 T_8 O_{22} (OH, F)_2$	
A= 1 sitio por f.u.	NC 10 a 12
B = 2 sitios M4 por f.u.	NC 6 a 8
C= 5 sitios: 2 M1, 2 M2, 1 M3	NC 6
T= 8 sitios por f.u.	NC 4
OH= 2 sitios por f.u.	

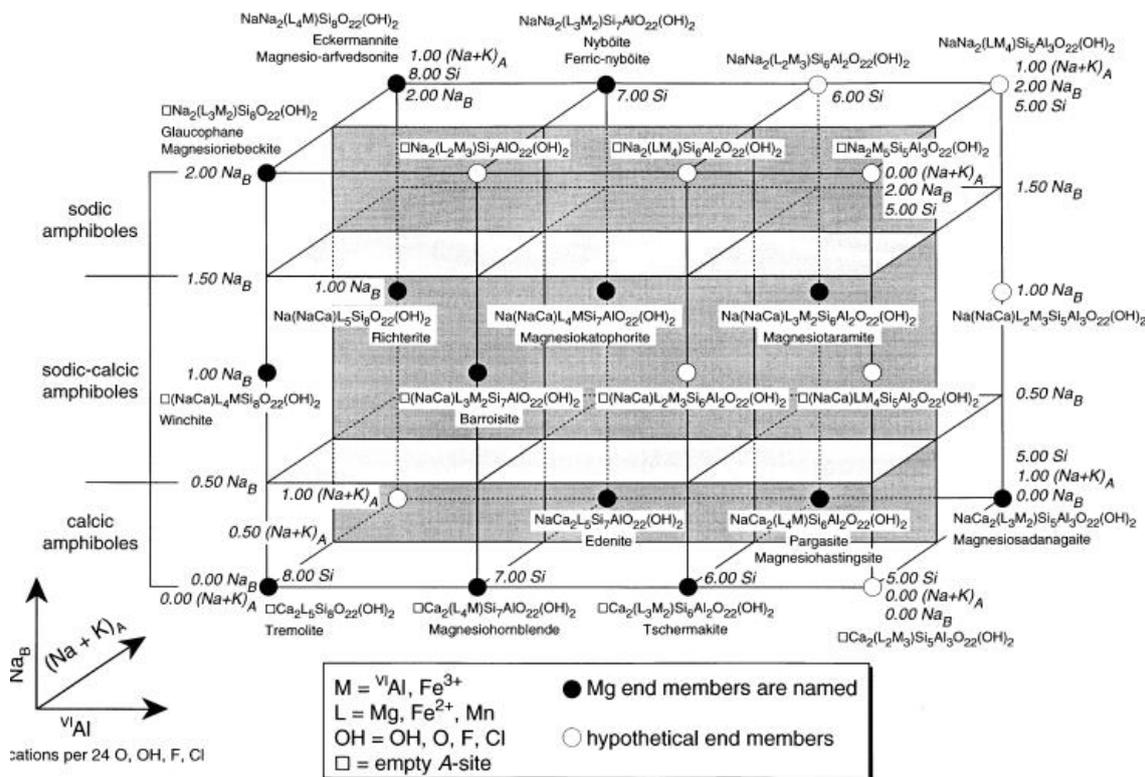
Clasificación (Leake et al. 1997)

Se dividen en 4 grupos de acuerdo a los cationes que ocupan el sitio B:

- **Grupo Mg-Fe-Mn-Li:** cuando $(Ca+Na)_B$ es < 1.00 y la suma de los iones $(Mg,Fe,Mn,Li)_B$ es > 1.00 .
- **Grupo Cálxico:** cuando $(Ca+Na)_B$ es ≥ 1.00 y $Na_B < 0.50$.
- **Grupo Sódico-cálxico:** cuando $(Ca+Na)_B$ es ≥ 1.00 y Na_B está en el rango de 0.50 a 1.50.
- **Grupo Sódico:** cuando Na_B es ≥ 1.50 .

La mayor fuente de incertidumbre en la definición de la fórmula del anfíbol proviene de la dificultad de medir OH, Fe^{3+} y Fe^{2+} .

Figura I.7. Clasificación general de los anfíboles, excluyendo a los anfíboles de Mg-Fe-Mn-Li, según Leake et al. (1997).

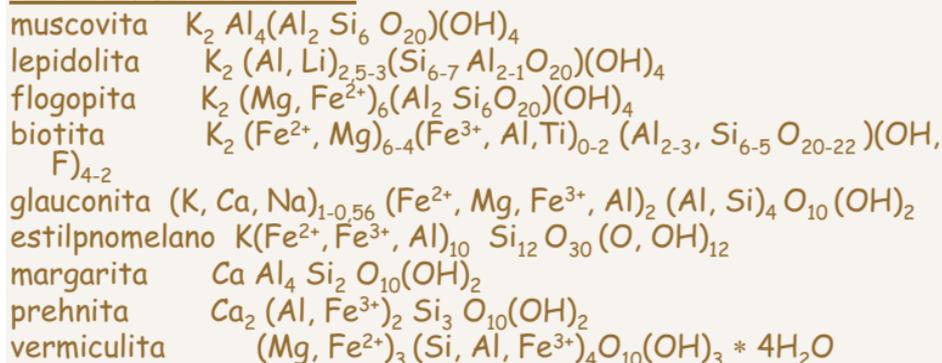


MICAS

Las micas pertenecen al grupo de los filossilicatos.



GRUPO DE LAS MICAS



FELDESPATOIDES

Los feldespatoides pertenecen al grupo de los tectosilicatos. Son minerales semejantes a los feldespatos, pero tienen un menor contenido de sílice (~1/3 menos).

Leucita	$KAlSi_2O_6$
Nefelina	$(Na,K)AlSiO_4$
Petalita	$LiAlSi_4O_{10}$
Sodalita	$Na_8Al_6Si_6O_{24}Cl_2$
Lazurita	$(Na,Ca)_8(AlSiO_4)_6(SO_4,S,Cl)_2$
Hauyna	$(Na,Ca)_{4-8}Al_6Si_6(O,S)_{24}(SO_4,Cl)_{1-2}$
Noseana	$Na_8Al_6Si_6O_{24}SO_4 \cdot H_2O$

Otros minerales comunes, menores:

- ✓ Apatita: $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$
- ✓ Circón: $Zr(SiO_4)$
- ✓ Titanita: $CaTiSiO_5$
- ✓ Cordierita: $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18} \cdot nH_2O$
- ✓ Turmalina: $WX_3Y_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(O,OH,F)_4$ (Con **W** = Ca, K, Na; **X** = Al, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Li, Mg, Mn^{2+} ; **Y** = Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} , V^{3+})
- ✓ Granate: $A_3B_2(SiO_4)_3$ (Con **A** = Ca, Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+} y **B** = Al, Cr^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Si, Ti, V^{3+} , Zr)

Minerales secundarios:

- ✓ Clorita: filosilicato de Mg, Fe^{2+} y Al.
- ✓ Serpentina: $M_{2-3}Z_2O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$; Con **M** = Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Mn^{2+} , Ni, Zn; **Z** = Al, Fe^{2+} , Si
- ✓ Sericita: agregado de grano fino de micas blancas del tipo **moscovita**-paragonita u otros minerales con una estructura similar a estos, como son los del grupo de la illita (minerales del grupo de la arcilla).
- ✓ Epidoto: $Ca_2(Fe^{3+},Al)(SiO_4)_3(OH)$
- ✓ Calcita: $CaCO_3$
- ✓ Arcillas: filosilicatos de aluminio hidratados, a veces con cantidades variables de hierro, magnesio y elementos alcalinos.

BREVE REPASO DE PROPIEDADES ÓPTICAS DE LOS MINERALES:

El examen microscópico de los cristales se realiza con el **microscopio de polarización**. Este instrumento, además de la óptica microscópica, tiene un cristal polaroide, denominado polarizador debajo de la platina que transmite luz polarizada N-S, y otro polaroide, denominado analizador, montado en el tubo situado encima de la platina, que transmite sólo la luz que vibra E-O.

Los minerales ópticamente pueden dividirse en tres grupos:

- ✓ **Isótropos:** comprende las sustancias no cristalinas, como los gases, los líquidos y el vidrio y cristales que pertenecen al sistema cúbico. En estas sustancias, la luz se mueve igual en todas direcciones con la misma velocidad, y por tanto en un solo índice de refracción.
- ✓ **Anisótropos:** ellos la velocidad de la luz varía con la dirección cristalográfica, por lo que en un intervalo de índices de refracción. La luz que pasa por un cristal anisótropo se desdobra en dos rayos polarizados que vibran en planos mutuamente perpendiculares. Así, para una orientación dada, un cristal en dos índices de refracción, cada uno asociado a un rayo polarizado.
 - **Uniaxiales:** minerales tetragonales y hexagonales.
 - **Anisótropos Biaxiales:** minerales ortorrómbicos, monoclinicos y triclinicos.



Figura I.8. Microscopio de polarización.

- a. **Color:** en una descripción petrográfica el color es una de las propiedades más evidentes e inmediatas y se debe describir el tono, intensidad, posibles variaciones. No se debe de confundir con el color de interferencia que se observa con los polarizadores cruzados. Un mineral que no presenta coloración se define como incoloro. Un mineral no transparente es opaco y se estudia con un microscopio de luz reflejada.
- b. **Color de interferencia:** En minerales anisótropos, la combinación de longitudes de onda que pasan el analizador produce los colores de interferencia, que dependen del retardo entre el rayo rápido y lento. El color de interferencia producido es dependiente de la longitud de onda de la luz que atraviesa el analizador y de las longitudes de onda que son anuladas. Así se produce un gran rango de colores. Esta tabla de colores se conoce como la **Tabla de Michel Levy**.

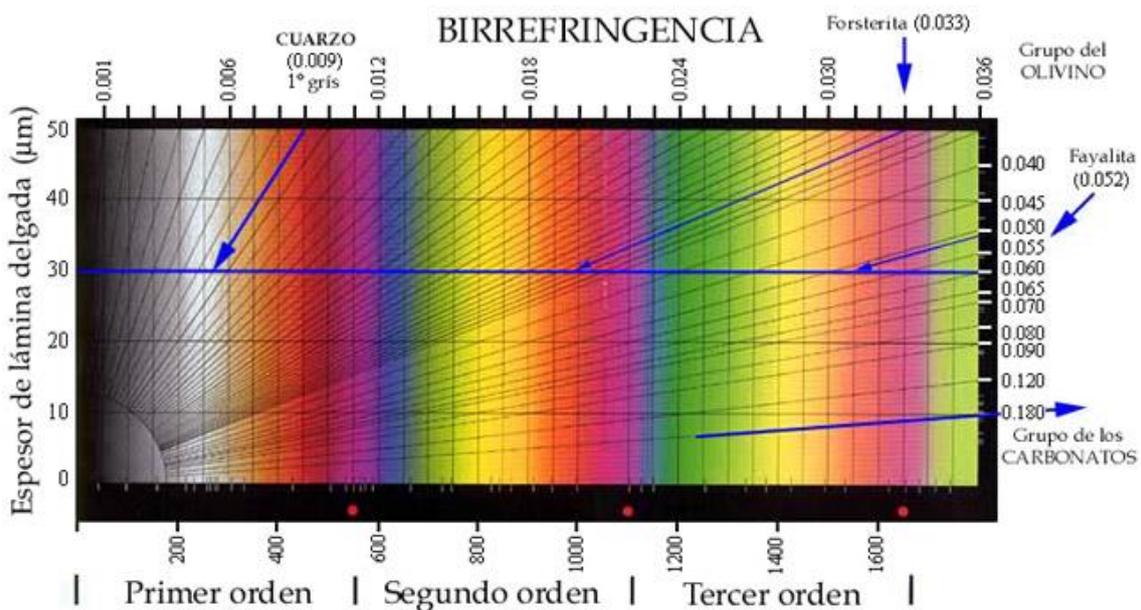


Figura I.9. Tabla de Michel Levy mostrando los colores de interferencia, en relación con la birrefringencia y el espesor de la lámina delgada.

La repetición de la secuencia de colores cambia de rojo a azul a retardos de 550, 1100, y a 1650 nm. Estas fronteras separan la secuencia de colores en primer, segundo y tercer orden. En el cuarto orden, retardos > 2200 nm, los colores aparecen tan lavados que llegan a ser cremas.

Desde la línea horizontal de 30 μm (espesor normal de la lámina delgada), y con un color de interferencia conocido, podemos leer sobre la línea diagonal correspondiente la birrefringencia. Esta propiedad ya sabemos que es muy específica de cada tipo de cristal y, por tanto, muy útil para identificarlos.

- c. **Relieve:** Describe el contraste entre el mineral y su entorno. Depende de la diferencia entre el índice de refracción del mineral y del material.



Figura I.10. Ejemplos de minerales que exhiben distintos tipos de relieve.

- d. **Ángulo de extinción:** Denominamos ángulo de extinción al definido entre las direcciones preferentes del grano (alargamiento en cristales automorfos o subautomorfos) y las direcciones de vibración de los dos rayos polarizados. Para calcular el ángulo de extinción:
1. Colocamos la dirección de alargamiento del cristal (excepcionalmente sistemas de exfoliación) según la dirección N-S o E-O del microscopio y tomamos la posición angular de la platina;
 2. Giramos hasta la posición de extinción más próxima (realizando un giro < de 45°) volviendo a leer el ángulo en la platina, de forma que la diferencia angular entre estas dos posiciones es el ángulo de extinción. Si el ángulo de extinción es 0° decimos que la extinción es recta o paralela.
- e. **Pleocroísmo:** Propiedad que presentan ciertos minerales anisótropos de absorber luz de distinta longitud de onda según la dirección, mostrando una variación en el tono del color al girar la platina.

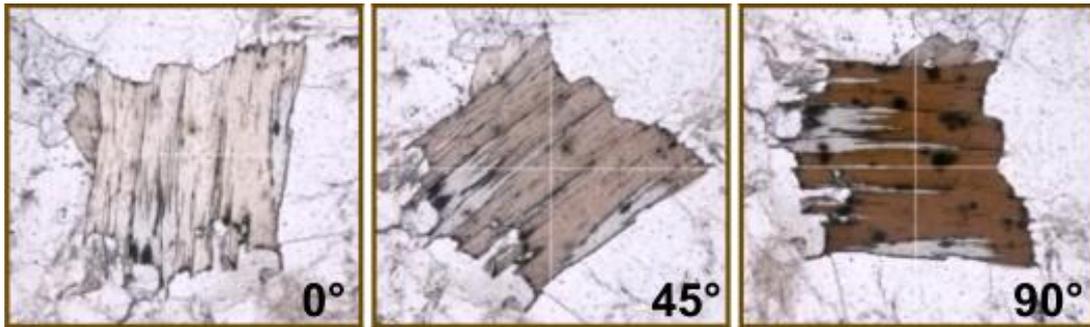


Figura I.11. Ejemplo de pleocroísmo en la biotita (nicos paralelos).

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA PARA MINERALOGÍA ÓPTICA:

- Kerr, Paul F. "Mineralogía óptica." (1965)
- Deer, William Alexander, Robert Andrew Howie, and Jack Zussman. "An introduction to the rock-forming minerals". Vol. 696. Hong Kong: Longman Scientific & Technical, 1992.
- http://www.ehu.es/mineralogiaoptica/Atlas_de_Mineralogia_Optica/Atlas_de_Mineralogia_Optica.html
- http://www.ugr.es/~velilla/atlas_mineral.html

INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LAS ROCAS ÍGNEAS

<p>ROCAS PLUTÓNICAS O INTRUSIVAS</p>	<p>Son rocas formadas por el <u>enfriamiento</u> lento del magma en <u>profundidad</u>. (Los cristales se observan generalmente a ojo desnudo).</p>
<p>ROCAS VOLCÁNICAS O EXTRUSIVAS</p>	<p>Son rocas formadas por el <u>enfriamiento</u> del magma luego de ser extruido a la <u>superficie</u> a través de las erupciones volcánicas, como flujos coherentes de lava o como depósitos fragmentados (rocas piroclásticas). (No todos los componentes se observan a ojo desnudo).</p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ ROCAS LÁVICAS: erupciones efusivas. ✓ ROCAS VOLCANICLÁSTICAS PIROCLÁSTICAS: erupciones explosivas.
<p>ROCAS SUBVOLCÁNICAS O HIPABISALES</p>	<p>Son rocas originadas por el <u>enfriamiento</u> del magma a <u>baja profundidad</u>. En general forman diques o sills. Poseen características intermedias entre las rocas plutónicas y las volcánicas.</p>

❖ Clasificación según índice de color

Se basa en el porcentaje de minerales oscuros (coloreados) presentes en la roca. De esta forma una roca puede ser:

HOLEUCOCRÁTICA	0 – 5%
LEUCOCRÁTICA*	5 – 35%
MESOCRÁTICA	35 – 65%
MELANOCRÁTICA**	65 – 90%
ULTRAMÁFICA	90 – 100%

El término *félsico* es un adjetivo derivado de las palabras feldespato y sílice que se utiliza para hacer referencia a rocas compuestas esencialmente por feldespatos, cuarzo y polimorfos de la sílice (cristobalita y tridimita), o por feldespatoides. Dado que los componentes principales de las rocas félsicas son claros, estas generalmente poseen un bajo índice de color (*).

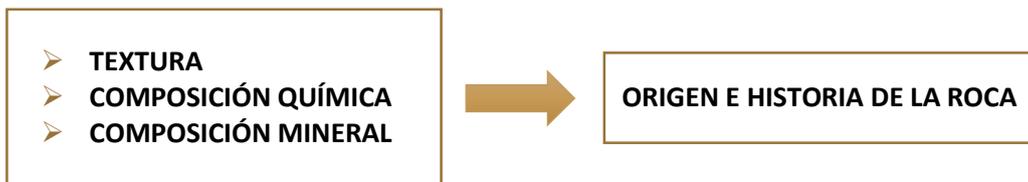
Por el contrario, el término *máfico* deriva de las palabras magnesio y hierro (*ferrum*) y es aplicado para referirse a minerales como la biotita, anfíbol, piroxeno, olivino y óxidos de hierro y titanio, así como a las rocas que contienen gran proporción de estos minerales. En consecuencia, las rocas máficas presentan un elevado índice de color (**).

❖ **Estructuras y texturas de las rocas ígneas**

La morfología de yacencia de un cuerpo ígneo, así como los elementos propios de su fábrica interna a escala del afloramiento (p.ej., bandeamientos, alineamiento de enclaves, ordenamientos de flujo magmático, etc.) determinan su **estructura** general. Una forma de estudiar la estructura de una roca ígnea en el laboratorio es mediante la caracterización de su microestructura (o textura) a escala de muestra de mano y sección delgada.

La **textura** es el conjunto de relaciones intergranulares de tamaño, forma y proporción de cristales, entre sí o con una fase vítrea o clastos que pudieran formar una roca.

Las denominaciones texturales y los criterios utilizados varían según el tipo de roca considerada, siendo diferentes para rocas plutónicas, volcánicas coherentes o fragmentarias (p.ej., rocas piroclásticas). La caracterización textural de una roca ígnea es crucial para entender el grado de cristalinidad de un magma y su ambiente de emplazamiento, así como las propiedades de la cristalización de cada fase (nucleación vs. crecimiento), relación temporal entre fases cristalinas y con otras fases (líquidas, sólidas o gaseosas) y la historia de enfriamiento del magma. Esta información es usada por el *petrógrafo* para comprender los procesos evolutivos que pudieran haber condicionado a un magma para hoy tener en nuestras manos la roca que estamos estudiando.



Parámetros Texturales

En conjunto, permiten establecer una historia de formación completa de la roca en estudio. Las rocas ígneas plutónicas y volcánicas presentan diferencias texturales significativas como resultado de sus distintas historias de enfriamiento. Por ello, la descripción de la textura de cada uno de estos tipos de rocas es particular.

- ✓ **Tamaño de grano:** existen dos divisiones principales de acuerdo a la observación a ojo desnudo (macroscópica):

<p>AFANÍTICA</p>	<p>Textura de grano muy fino, tanto que es imposible definir los constituyentes de la roca a ojo desnudo.</p> <p>Microcristalina: los componentes se observan en un microscopio.</p> <p>Criptocristalina: los componentes no se observan en un microscopio y deben realizarse otros estudios, por ejemplo, difracción de rayos X.</p>	
-------------------------	---	--

<p>FANERÍTICA</p>	<p>Todos o la mayoría de los constituyentes de la roca se distinguen a simple vista, sin magnificación.</p>	
<p>PORFÍRICA</p>	<p>Se reconocen claramente dos modos de tamaño de grano. Se observan grandes cristales, llamados <u>fenocristales</u>. Los fenocristales pueden estar inmersos en una pasta vítrea o afanítica (rocas volcánicas) o en una matriz de cristales de grano más fino (rocas plutónicas e hipabisales). Los cristales que conforman la pasta de rocas volcánicas se denominan <u>microlitos</u>.</p>	

- ✓ **Color:** es un rasgo dado por los minerales que integran la roca. Los minerales clasifican como félsicos, cuando presentan tonos claros (p.ej., cuarzo, feldespatos, feldespatoides, muscovita), o máficos, cuando presentan tonos oscuros (olivino, piroxenos, anfíboles, biotita). El color debe ser siempre definido mediante la observación de superficies frescas, dado que la alteración por la meteorización suele variar el color original de la roca. En función de la estimación del porcentaje de minerales oscuros que contiene la roca se puede realizar una clasificación (ver sección previa de Clasificación).
- ✓ **Grado de cristalinidad:** relación cristales/vidrio de cada roca. Así distinguimos:
 - **Holocristalina:** Roca compuesta exclusivamente por cristales. Es la textura de la mayor parte de las rocas plutónicas (Fig. II.1.A). El enfriamiento fue lo suficientemente lento como para producir la cristalización completa del magma.
 - **Hipocristalina/Hialocristalina:** Roca compuesta por cierta proporción de vidrio y otra tanta de cristales (Fig. II.1.B). Propia de rocas subvolcánicas y volcánicas. Indica un periodo de enfriamiento lento seguido de una fase de enfriamiento rápido del magma remanente.
 - **Holohialina/vítrea:** Roca compuesta únicamente por vidrio, no hay cristales. Ejemplos son la obsidiana, el psideromelano o la taquilita (Fig. II.1.C). El enfriamiento fue muy rápido tal que se inhibió la cristalización. Cuando existe presencia de algunos cristales, pero el vidrio constituye más de un 60 %, la textura puede denominarse **vitrofírica**.
- ✓ **Forma de los cristales individuales**
 - **Euhedral.** El cristal está completamente delimitado por sus caras cristalinas (Fig. II.2.A). Este rasgo indica cristalización temprana, por ejemplo, lo suficientemente antes de que otros cristales estén presentes para causar interferencias por el espacio.

- **Anhedral.** El cristal no presenta caras cristalinas (Fig. II.2.C). Por ejemplo, por su cristalización tardía en un magma sin disponibilidad de espacio tal que su forma está impuesta por los cristales adyacentes. Crystal not bounded by any of its own crystal faces; rather, its form is imposed on it by the adjacent crystals.
- **Subhedral.** Situación intermedia entre un cristal euhedral y uno anhedral (Fig. II.2.B).



Figura II.1. Rocas con distintos grados de cristalinidad. A) Granodiorita, holocristalina. B) Riolita, hipocristalina. C) Obsidiana, hialina.

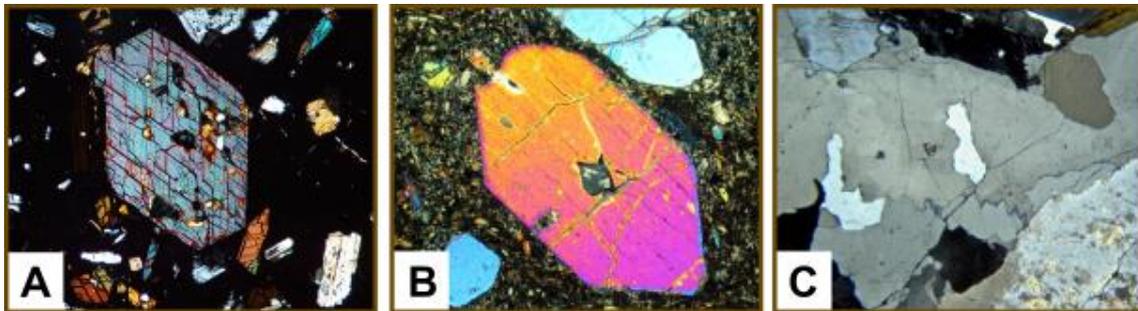


Figura II.2. A) Cristal euhedral de anfíbol. B) Cristal subhedral de olivino. C) Cristal anhedral de cuarzo.

✓ Hábito

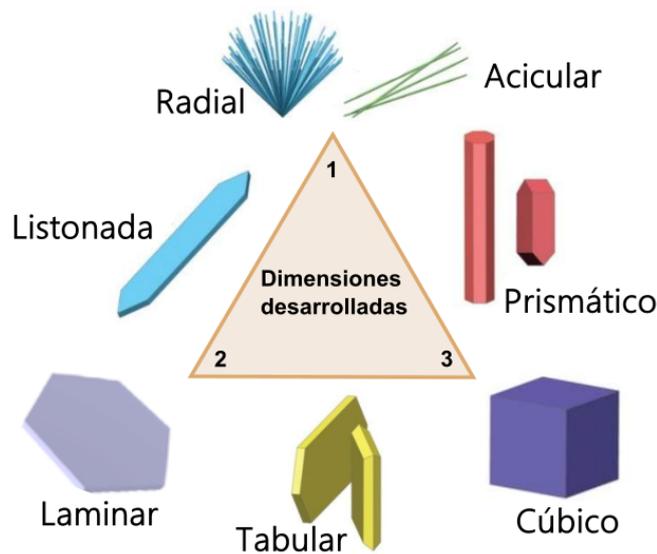


Figura II.3. Hábitos de los cristales en función de las dimensiones que desarrollan.

I. Si la roca es fanerítica holocristalina...

DESCRIPCIÓN TEXTURAL DE ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS/INTRUSIVAS

El análisis textural se realiza sobre la base de tres parámetros principales: 1) tamaño de los granos; 2) relación de tamaños de los granos; 3) forma de los cristales. A éstos se agregan las observaciones de texturas específicas.

- ✓ Las rocas plutónicas presentan **textura granuda o granosa**, esto quiere decir que los cristales forman un mosaico de cristales sin gran contraste de tamaño.
- ✓ Tamaño de grano (según Hibbard, 1995):
 - grano **muy grueso** > 50 mm. Esta textura también recibe el nombre de *pegmatítica* (o *pegmatoide* si va entre 10 y 50 mm).
 - grano **grueso** <50 mm a > 5 mm
 - grano **medio** <5 mm a > 1 mm
 - grano **fino** <1 mm a > 0,1 mm
 - grano **muy fino** <0.1 mm a > 0.01 a (10-100 micras)
- ✓ Relación entre tamaños de grano: describe la distribución de tamaños entre los componentes de una roca ígnea. Se describe tanto en la observación macro como microscópica.
 - **Textura equigranular**: todos los minerales de la roca tienen más o menos los mismos tamaños.
 - **Textura inequigranular**: los minerales tienen distinto tamaño. Puede ser porfírica (tamaño de grano bimodal).
- ✓ **Forma de los cristales**
 - Roca **idiomórfica** o **panidiomórfica**: compuesta mayormente por cristales **euhedrales**, que son aquellos limitados por caras cristalinas, las cuales se ven como líneas rectas en una sección delgada.
 - Roca **subidiomórfica** o **hipidiomórfica**: compuesta mayormente por cristales **subhedrales**, que son cristales en los que se observan algunas caras cristalinas bien desarrolladas.
 - Roca **xenomórfica** o **alotriomórfica**: compuesta mayormente por cristales **anhedrales**, que son cristales en los que no se desarrollan caras cristalinas.

EJEMPLOS DE DESCRIPCIÓN TEXTURAL BÁSICA DE UNA **ROCA PLUTÓNICA**:

Ej. 1: Roca plutónica fanerítica de textura granosa, inequigranular y subidiomórfica.

Ej. 2: Roca plutónica fanerítica de textura granosa, equigranular y alotriomórfica.

II. Si la roca es porfírica/afanítica, hipocristalina/hialina ...

DESCRIPCIÓN TEXTURAL DE ROCAS ÍGNEAS VOLCÁNICAS/EXTRUSIVAS

Las rocas volcánicas presentan textura afanítica o inequigranular. En este último caso, los minerales tienen distinto tamaño debido a diferentes fases de enfriamiento. Dentro de esta variedad se encuentran las texturas:

- **Porfírica:** una o varias de las fases minerales tienen mayor tamaño (**fenocristales**) que la pasta o matriz que la/s rodea. Los cristales que forman parte de la pasta se denominan **microlitos**. La pasta puede ser hipocristalina o hialina, y a su vez tener una variedad muy importante de texturas propias (p.ej., hialopilítica, intersertal, etc.; ver a continuación).
- **Seriada:** existe una variación gradual en la distribución de tamaños, sin que se distingan poblaciones de tamaños predominantes.
- **Glomeruloporfírica:** los fenocristales ocurren como pequeños agregados de dos o más cristales de un mismo mineral o diferentes minerales.
- La textura equigranular en rocas volcánicas se denomina **textura afírica:** se observa en rocas volcánicas de grano fino (afaníticas), sin fenocristales, por lo tanto, todo corresponde a la pasta.

EJEMPLOS DE DESCRIPCIÓN TEXTURAL BÁSICA DE UNA **ROCA VOLCÁNICA:**

Ej. 1: roca volcánica porfírica con fenocristales de anfíbol y plagioclasa en pasta afanítica de color gris claro.

Ej. 2: roca volcánica porfírica con fenocristales de olivino y clinopiroxeno en pasta afanítica de color negro.

1. ROCAS PLUTÓNICAS

Son rocas formadas por el enfriamiento del magma en profundidad.

Las rocas intrusivas están formadas exclusivamente por cristales, ya que el magma tuvo tiempo suficiente para alcanzar una cristalización completa. Por lo tanto, según su grado de cristalinidad, son rocas **holocristalinas**.

Asimismo, todas presentan una textura **fanerítica**, porque los cristales pueden ser observados en muestra de mano.

$$PI = 100 * 20 / 60 = 33,3$$

Con los resultados, se aplican las siguientes fórmulas para poder entrar al diagrama QAPF:

$$Q = (Qz / Qz + PI + FA) * 100$$

$$P = (PI / PI + FA) * 100$$

$$A = 100 - P \text{ (relación feldespática)}$$

Se debe tener precaución si la roca cae en el **Campo 10 (dioritoides, gabroides, anortositas)**. Para alcanzar la clasificación final debe considerarse, esencialmente, la composición promedio de la plagioclasa (An_x). En caso de no contar con este dato (por ejemplo para una clasificación de campo), se utiliza el índice de color (M).

Así:

ANORTOSITA	M < 10 %
DIORITA	10 % < M < 45 %, plagioclasa An₀ – An₅₀
GABROIDE	45 % < M < 90 %, plagioclasa An₅₀- An₁₀₀

Cuando la roca cae en el campo 10 y, de acuerdo al criterio anterior, se define que es un **gabroide**:

CLASIFICACIÓN DE ROCAS GABROIDES

Los campos se subdividen de acuerdo al contenido relativo de piroxenos, olivino, plagioclasa y hornblenda. Cuando se cae en los campos con más de una nomenclatura posible debe utilizarse el diagrama superior definiendo el contenido de clino y ortopiroxeno.

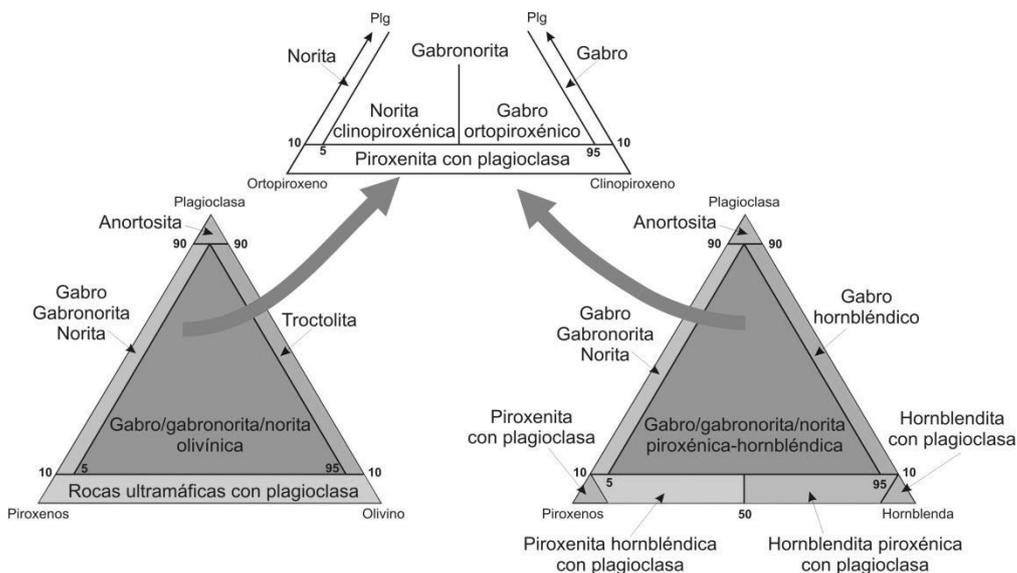


Figura 1.2. Diagrama de clasificación modal de rocas gabroides según su contenido de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (Streckeisen 1979).

B. Cuando la roca presenta > 90% de minerales máficos

CLASIFICACIÓN DE ROCAS ULTRAMÁFICAS

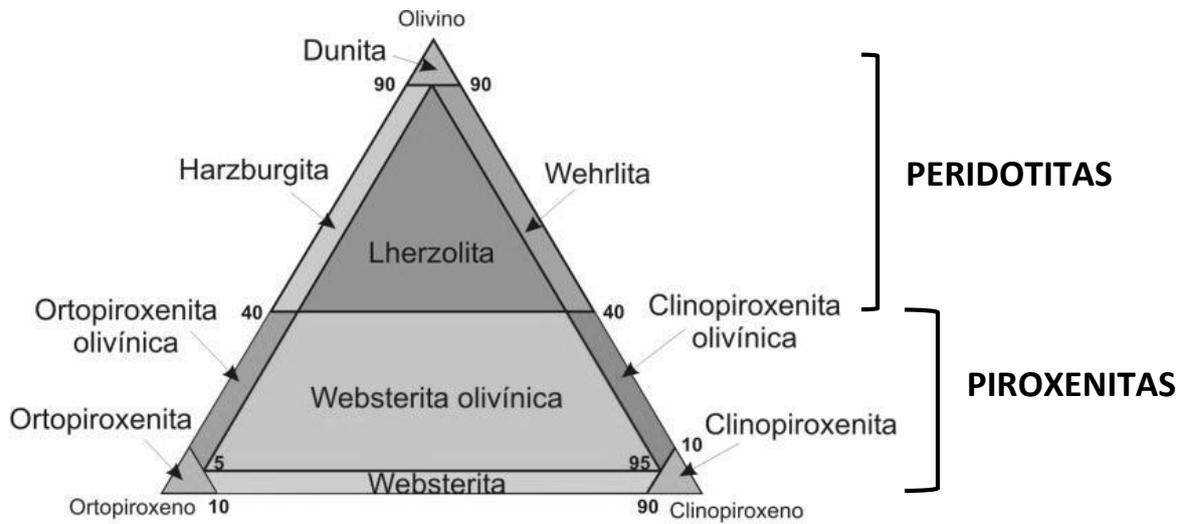


Figura 1.3. Diagrama de clasificación modal de rocas ultramáficas según su contenido de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino (Streckeisen 1979).



Figura 1.4. Diagrama de clasificación modal de rocas ultramáficas según su contenido de piroxeno, hornblenda y olivino (Streckeisen 1979).

1.1.2. Texturas

- **Tamaño de grano**

Las rocas plutónicas presentan **textura fanerítica** (los constituyentes de la roca se distinguen a simple vista). Asimismo, muestran **textura granuda o granosa**, esto quiere decir que los cristales forman un mosaico.

De acuerdo al **tamaño relativo de los granos** que componen la roca plutónica, la textura puede ser:

- ✓ **equigranular**: cuando todos los cristales de la roca tienen tamaños semejantes (Fig. 1.5.A).
- ✓ **inequigranular**: los cristales tienen distinto tamaño. Dentro de esta textura se encuentra la **textura porfírica** en rocas plutónicas, donde se observan dos tamaños principales de grano (Fig. 1.5.B). A diferencia de las rocas volcánicas (ver más adelante), en la textura porfírica de rocas intrusivas, la matriz presenta textura fanerítica.

Al microscopio también se observan la textura equigranular (Fig. 1.5.C) e inequigranular (Fig. 1.5.D).

Otras texturas comunes en las rocas plutónicas son:

Textura aplítica: Textura equigranular de grano muy fino (Fig. 1.5.E). Ocurre en diques leucocráticos generalmente de composición granítica.

Textura pegmatoide o pegmatítica: El término pegmatítico se aplica a los cristales extremadamente grandes (>1 cm) y que en ocasiones alcanzan algunos metros de longitud (Fig. 1.5.F). Se utiliza únicamente para las pegmatitas.

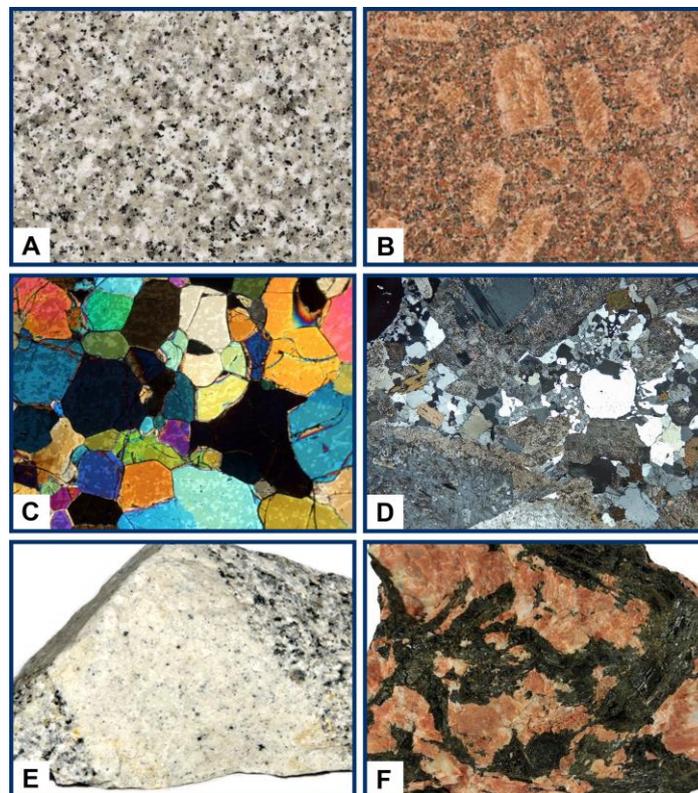


Figura 1.5. A) Granito de textura equigranular. B) Granito de textura porfírica. C) Dunita equigranular en sección delgada (NX). D) Granito inequigranular en sección delgada (NX). E) Muestra con un dique aplítico. F) Muestra de pegmatita.

• **Forma de los cristales**

Mediante la observación de la forma predominante de los cristales pueden determinarse las siguientes texturas:

- ✓ **Textura idiomórfica o panidiomórfica:** compuesta mayormente por cristales euhedrales (Fig. 1.6.A).
- ✓ **Textura subidiomórfica o hipidiomórfica:** compuesta mayormente por cristales subhedrales (Fig. 1.6.B).
- ✓ **Textura xenomórfica o alotriomórfica:** compuesta mayormente por cristales anhedrales (Fig. 1.6.C).

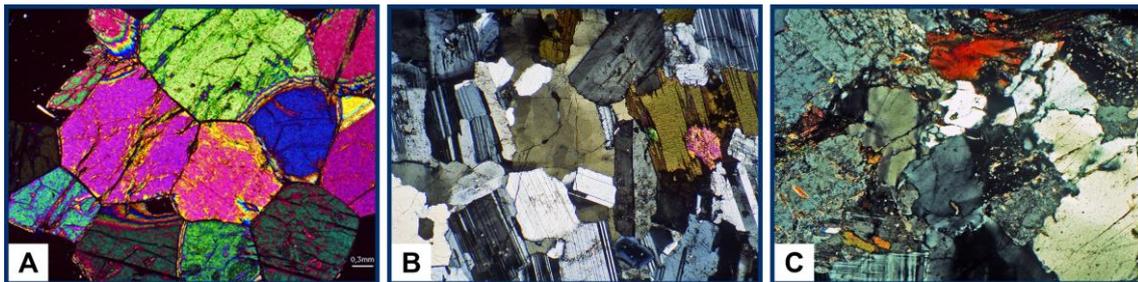


Figura 1.6. A) Dunita de textura idiomórfica. B) Tonalita de textura subidiomórfica. C) Granito de textura xenomórfica. Todas las rocas en sección delgada (NX).

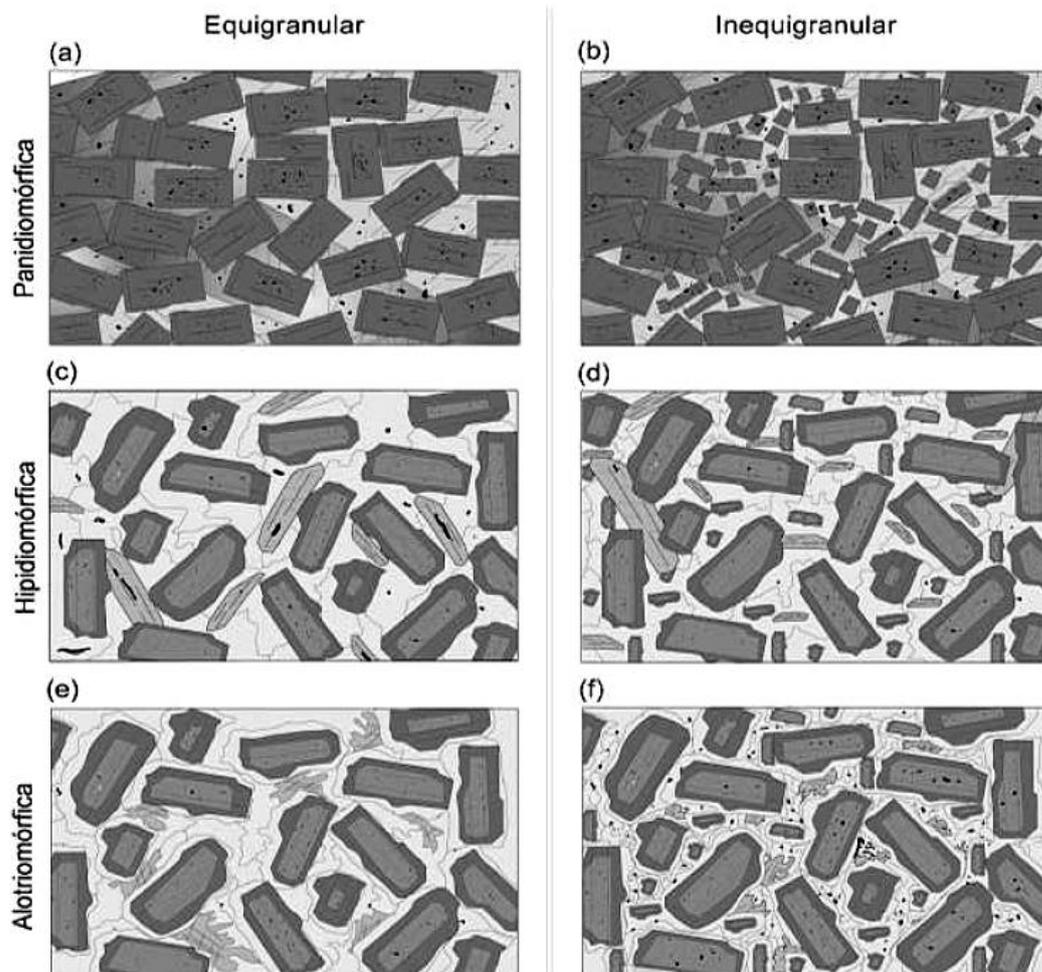


Figura 1.7. Esquemas texturales con los tipos básicos de rocas plutónicas basados en las relaciones de tamaño y forma de los cristales (Castro Dorado, 2015).

- **Microtexturas**

La combinación de los parámetros texturales antes mencionados (relaciones de forma, distribución de tamaños y tamaño de grano dominante) ofrece una descripción básica de cualquier roca ígnea.

Además, existen una serie de texturas (visibles esencialmente al microscopio) cuya presencia es de gran importancia para la identificación de procesos diversos que ocurren durante el enfriamiento y cristalización de un magma. A continuación, se describen y explican las principales.

- **Textura MIRMEQUÍTICA:** La textura mirmequítica consiste en una textura de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa albítica que ocurre en el contacto entre feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 1.8.A). El cuarzo aparece con formas sinuosas, vermiculares, en el cristal de plagioclasa. Si bien su origen es debatido, se relaciona frecuentemente con una reacción *subsólida*, es decir un reemplazo local de feldespato potásico por plagioclasa que se da en condiciones por debajo del *sólido* del magma. Suele relacionarse con la circulación de una fase fluida intergranular. Es muy común en las rocas graníticas.
- **Textura SIMPLECTÍTICA:** textura de intercrecimiento o exsolución entre dos minerales de cualquier especie (que no sean la plagioclasa y el cuarzo). Los ejemplos más comunes de la textura simplectítica son vermes de ilmenita dentro de ortopiroxeno, de ulvoespinelo dentro de olivino y de fayalita en cuarzo (Fig. 1.8.B).

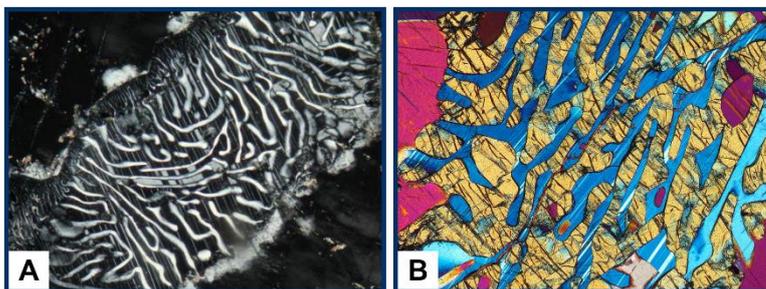


Figura 1.8. A) Textura mirmequítica en un cristal de plagioclasa. B) Textura simplectítica desarrollada en un cristal de piroxeno (NX).

- **Textura GRÁFICA:** la textura gráfica recibe este nombre por la similitud con la escritura cuneiforme mesopotámica. Consiste en la disposición geométrica regular de inclusiones de granos de cuarzo dentro de grandes cristales de feldespato potásico (Fig. 1.9.A). Se infiere que se origina por un crecimiento simultáneo entre ambas fases.

Si el intercrecimiento es visible a ojo desnudo, recibe el nombre de textura granofírica (Fig. 1.9.B). Cuando se observa sólo en sección delgada, recibe el nombre de textura micrográfica (Fig. 1.9.A).

Es una textura típica de granitos, granodioritas y pegmatitas, pero también puede estar presente en algunos microgabros y diabasas (en este caso son intercrecimientos cuneiformes de plagioclasa y clinopiroxeno).

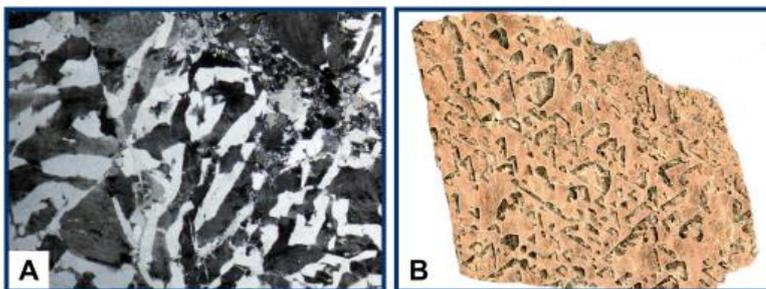


Figura 1.9. A) Textura micrográfica en un granito (NX). B) Textura granofírica en un granito (muestra de mano).

- **TEXTURAS DE DESMEZCLA (EXSOLUCIÓN):** Un fenómeno común en rocas plutónicas es la desmezcla de minerales que forman soluciones sólidas. Lo que ocurre es que el cristal se forma originalmente con la composición del extremo de alta temperatura pero, al enfriarse el magma, esta fase deja de ser estable y el mineral tiende entonces a separarse en fases diferentes (desmezcla) en estado sólido. La desmezcla implica la nucleación de la fase exsuelta en planos de exfoliación o en fracturas de la fase que actúa como soluto: la más abundante en la solución sólida.

El factor determinante para que dicho proceso ocurra es el enfriamiento lento que caracteriza a las rocas plutónicas, a lo que hay que sumar la acción de fases fluidas originalmente disueltas en el magma que son liberadas en las etapas finales de la cristalización.

Los casos más comunes de desmezcla son:

- **PERTITAS:** intercrecimiento de gotas o lamelas de feldespato rico en Na (albita) dentro de un hospedante de feldespato potásico (ortosa o microclino) (Fig. 1.10.A). Es una textura muy común en granitos e intrusivos de enfriamiento lento. Se forman por desmezcla sólida de un feldespato alcalino con relativamente alto contenido de Na una vez que esta fase atraviesa su *solvus*. Existe una gran cantidad de variantes morfológicas dentro de las pertitas (p.ej., en flama, en huso, en parche, micropertitas, goticular, en redes, etc.) e incluso es posible distinguir diferentes eventos de exsolución.
- **ANTIPERTITAS:** describe la situación opuesta a la pertita, es decir, el hospedante es una plagioclasa sódica y la desmezcla corresponde a feldespato potásico (Fig. 1.10.B). Es típica de granitos alcalinos y sienitas.
- **LAMELAS** en piroxenos: en rocas básicas que se enfrían lentamente (gabros, noritas) y en algunas rocas ultramáficas, los piroxenos pueden desarrollar lamelas (bandas subparalelas) de exsolución de ortopiroxeno en clinopiroxeno o viceversa (Fig. 1.10.C).

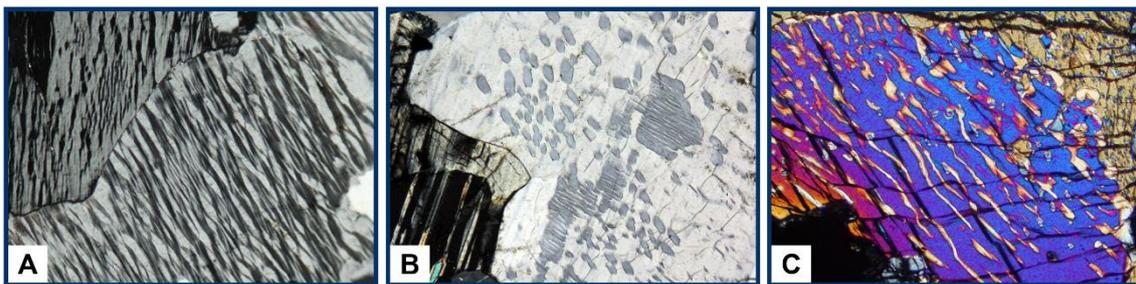


Figura 1.10. A) Desarrollo de pertitas en cristales de ortosa. B) Desarrollo de antipertitas en un cristal de plagioclasa. C) Lamelas de ortopiroxeno en un cristal de clinopiroxeno (NX).

¿Cómo se origina la textura gráfica?

El origen de la textura gráfica ha sido motivo de diversos trabajos experimentales y ha generado cierta controversia. Esta textura se da de manera local en los límites de granos en rocas graníticas que proceden de magmas con un significativo contenido de agua disuelta. Por lo tanto, esta textura representa la desgasificación del magma granítico en las etapas finales de la cristalización. Su origen se interpreta como la cristalización eutéctica simultánea de grandes cristales dendríticos de los minerales involucrados, que crecen entrelazados. Para que se formen, deben darse dos circunstancias: i) que la composición del magma residual se corresponda con el punto eutéctico del sistemas (punto *M* en Fig. 1); ii) que haya una fase fluida en el proceso de exsolución que favorezca la movilidad iónica y el crecimiento rápido.

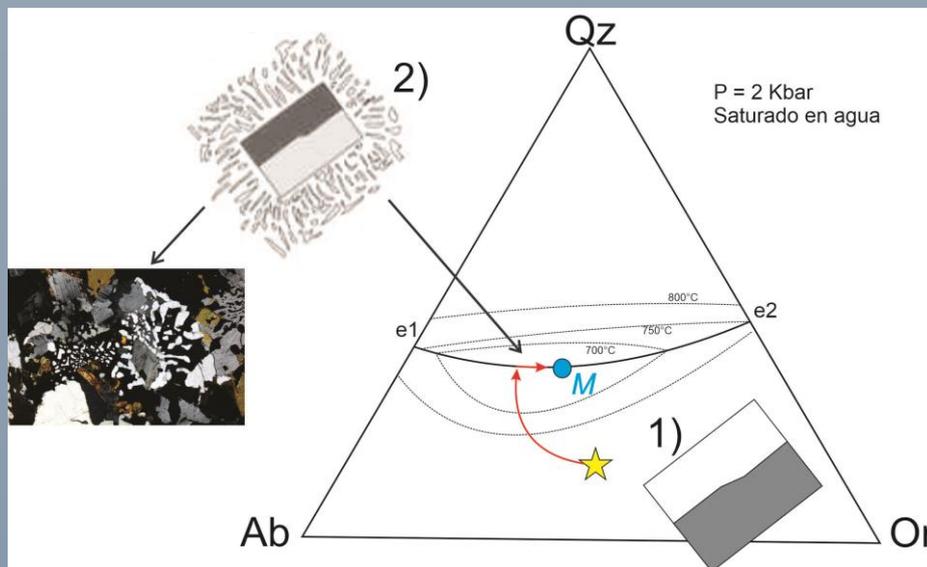


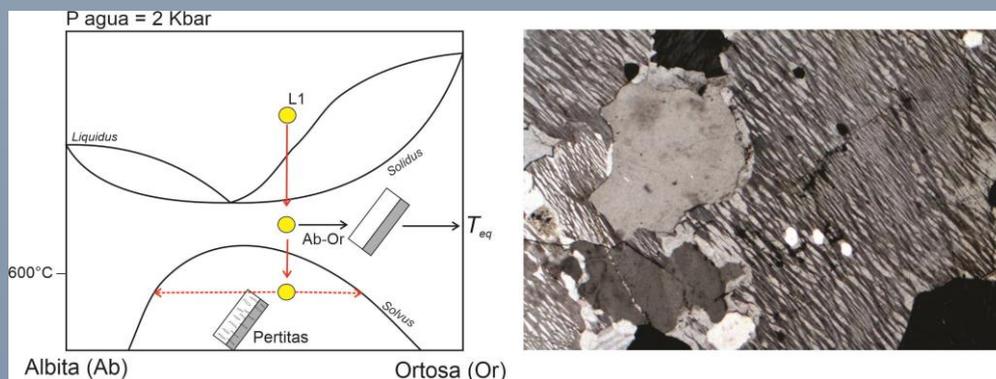
Figura 1: Diagrama ternario del sistema Qz-Ab-Or saturado en agua mostrando los pasos de formación de una textura gráfica. El punto *M* representa el mínimo eutéctico del sistema. 1) Partiendo de un líquido inicial (estrella amarilla), al descender la temperatura y tocarse la temperatura del *liquidus*, se forma un feldespato alcalino rico en Or (sanidina o anortoclasa). La curva roja marca la trayectoria hipotética que sigue el líquido hasta alcanzar la línea cotéctica e1-e2. 2) En este punto se da la cristalización simultánea de cuarzo y feldespato alcalino que formará la textura gráfica. Se muestra una microfotografía como ejemplo de una textura gráfica.

¿Cómo se originan las pertitas?

La formación de pertitas es un proceso lento que se desarrolla en estado sólido y que implica movimiento de iones y reordenación de la red cristalina.

En sistemas magmáticos con bajas cantidades de agua disuelta (sistema anhidro, Fig. 1), la curva del *solvus* (desmezcla) está por debajo (menor temperatura) del *solidus* del sistema, lo que genera que cristalice un solo feldespato potásico como solución sólida (composición en el rango de anortoclasa-sanidina). Con el descenso de la temperatura del sistema, el magma intercepta la curva del *solvus*, tal que el cristal de feldespato se descompone en dos fases, un feldespato potásico hospedante y lamelas de plagioclasa albitica. De esta manera se forman las pertitas. Es común que esta textura ocurra en las sienitas y granitos tipo A emplazados a niveles someros en la superficie y, en este caso, se los conoce como granitos hipersolvus.

En sistemas magmáticos saturados en agua, la curva del *liquidus* y *solidus* se ubican a menor temperatura e interceptan a la curva del *solvus*, por lo que ya no se forma un solo feldespato alcalino como en el caso anterior, si no que se genera dos tipos de feldespatos, uno rico en potasio y otro rico en sodio, donde puede existir más de un conjunto de pertitas. Esto es típico de granitos a los que se los conoce como granitos subsolvus.

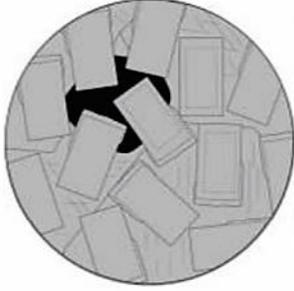
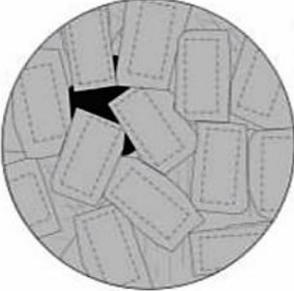
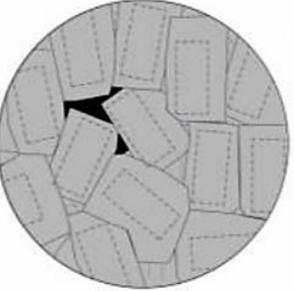


Esquema del sistema Albita – Ortosa para la formación de pertitas en sistemas anhidros. A la derecha una fotografía de microscopio mostrando pertitas en un cristal de feldespato.

- **Texturas CUMULARES:** La cristalización fraccionada es aquel proceso de diferenciación magmática que se da cuando hay una separación (fraccionamiento) entre los cristales y el magma remanente (o líquido residual). Los cristales fraccionados tienden a acumularse, mientras que el líquido residual se separa del sistema. La acumulación de cristales forma un conjunto de texturas particulares conocidas como texturas cumulares.

El resultado es la formación de un mosaico de cristales (cristales cumulares), el cual puede presentar líquido intersticial (intercúmulo). Este líquido que rellena los espacios entre los cristales fraccionados cristaliza dando lugar a agregados de grano fino.

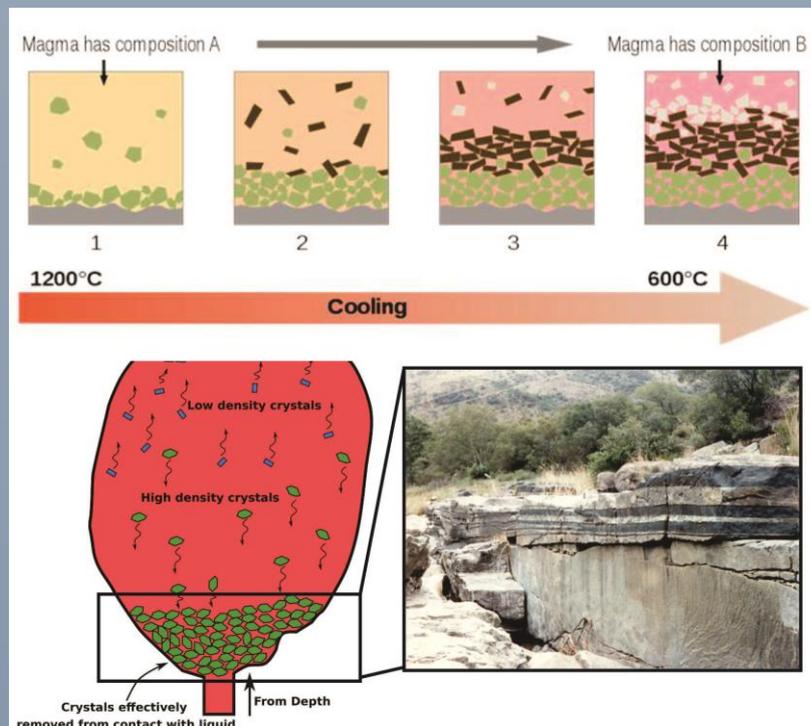
Las texturas cumulares se pueden subdividir sobre la base de la proporción de cristales cumulares en relación el intercúmulo:

Textura ORTOCUMULAR	< 85 % de cristales cumulares	
Textura MESOCUMULAR	entre un 95-85 % de cristales cumulares.	
Textura ADCUMULAR	> 95 % de cristales cumulares	

**Esquemas texturales según Castro Dorado (2015).*

¿Cómo se originan las texturas cumulares?

El proceso más importante de formación de texturas cumulares es la **flotación de cristales** (“*crystal settling*”). En general, los cristales que se forman a partir de un magma tendrán diferentes densidades que el líquido, donde los con una densidad más alta que el líquido cristales (como olivino, piroxeno) tenderán a hundirse o a asentarse en el suelo de la cámara magmática. La primera capa que se asienta seguirá en contacto con el magma, pero más tarde será enterrada por cristales de que se apoyarán y dejará así de estar en contacto efectivamente con el líquido remanente. Este proceso es común en etapas tempranas de cristalización de un magma máfico-ultramáfico donde se acumulan cristales de olivino, piroxenos y óxidos en la base de la cámara magmática generando estructuras o niveles máficos de aspecto bandeado.



La imagen superior es un diagrama esquemático que muestra los principios detrás de la cristalización fraccionada en un magma. Mientras se enfría, el magma va cambiando en composición a medida que van cristalizando los diferentes minerales y se separan los cristales del líquido residual: primero cristaliza el olivino; después cristalizan el olivino y el piroxeno; después el piroxeno y la plagioclasa; y por último la plagioclasa. En la imagen inferior puede verse como en el fondo de la cámara magmática se forma una roca cumular.

1.1.3. Cuerpos ígneos intrusivos

Las rocas ígneas intrusivas se forman a partir de magmas que se enfrían y solidifican dentro de la corteza. Ocurren en afloramiento rodeadas (intruyendo) de rocas de otras litologías, formadas previamente al emplazamiento del magma y llamadas **rocas de caja**.

Las rocas plutónicas se hallan en el campo formando cuerpos intrusivos, los cuales se describen según su **forma, tamaño y relación** con las unidades que intruyen. De esta manera podemos agruparlos en dos grandes conjuntos:

CUERPOS LAMINARES

- **Filón capa o sill:** es una intrusión de forma tabular que se ubica en forma concordante con la estratificación de la roca de caja.
- **Diques:** son intrusivos tabulares que se disponen en forma discordante con la estratificación.

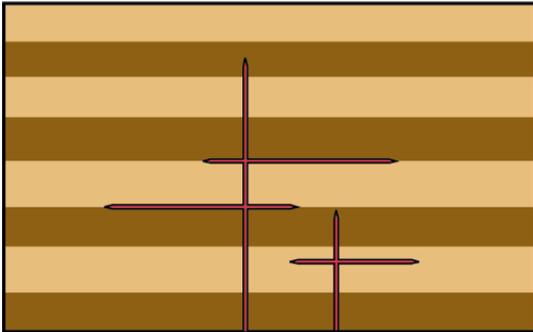


Figura 1.11. A la izquierda, figura esquemática de la disposición de diques y sills en relación a la estratificación. A la derecha, afloramiento de diques (flechas blancas) y sills (flechas celestes).

- **Lacolito:** es una intrusión laminar (o plutón concordante) que se ha inyectado entre dos capas de roca de caja. A medida que crece la intrusión, los estratos suprayacentes son deformados hacia arriba. El lacolito tiene así forma de cúpula u hongo con una base generalmente plana. Es común de magmas de viscosidad mayor a los que forman filones capa.

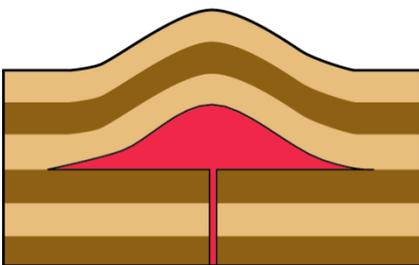


Figura 1.12. A la izquierda, figura esquemática de la disposición de un lacolito en relación a la estratificación. A la derecha, un ejemplo de lacolito aflorante.

- **Facolito:** son cuerpos de pequeñas dimensiones que se ubican en las charnelas de los pliegues y se adelgazan paulatinamente en los flancos hasta desaparecer.

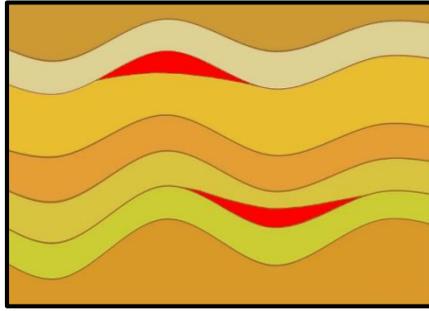


Figura 1.13. Figura esquemática de la disposición de un facolito en relación a la estratificación.

- **Lopolito:** son cuerpos concordantes intruidos en una cuenca estructural.

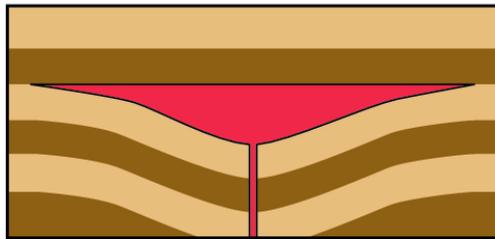


Figura 1.14. Figura esquemática de la disposición de un lopolito en relación a la estratificación.

CUERPOS GLOBOSOS

- **Plutón:** Cualquier cuerpo intrusivo no tabular. Los plutones se forman por la inyección continua de magma, o por inyecciones episódicas sucesivas, previas a la finalización de la cristalización, de modo que cada inyección ingresa en la cámara magmática cuando todavía se encuentra dinámicamente activa. Con frecuencia, presentan una zonación composicional concéntrica. También hay una variación en sentido vertical, que implica una estratificación composicional, con las composiciones más silíceas en la parte superior.

Los plutones pueden ser concordantes o discordantes de acuerdo con la relación entre su forma y la estratificación del encajante. En el primer caso, los contactos del plutón acompañan la estructura de la caja, mientras que en el segundo la corta. Difícilmente un plutón es totalmente concordante.

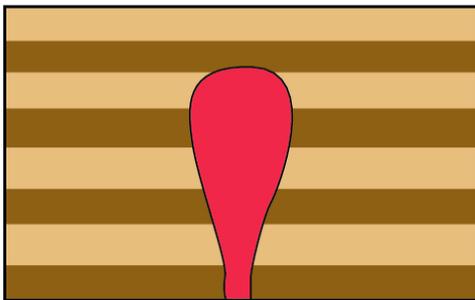


Figura 1.15. A la izquierda, figura esquemática de la disposición de un plutón en relación a la estratificación. A la derecha, parte aflorante de un batolito.

De acuerdo a su tamaño, los cuerpos globosos pueden clasificar como:

- ✓ **Stocks:** son plutones con forma cilíndrica que ocupan un área menor a 100 km².
- ✓ **Batolitos:** son grandes cuerpos ígneos intrusivos con superficies de afloramiento superior a 100 km². Suelen estar conformados por varios plutones distintos intruidos durante un largo periodo de tiempo (decenas de millones de años). Entonces, los batolitos se forman por una actividad magmática continua en el espacio y en el tiempo. Están compuestos principalmente de rocas félsicas o intermedias, como granitos, granodioritas, cuarzomonzonitas o dioritas.

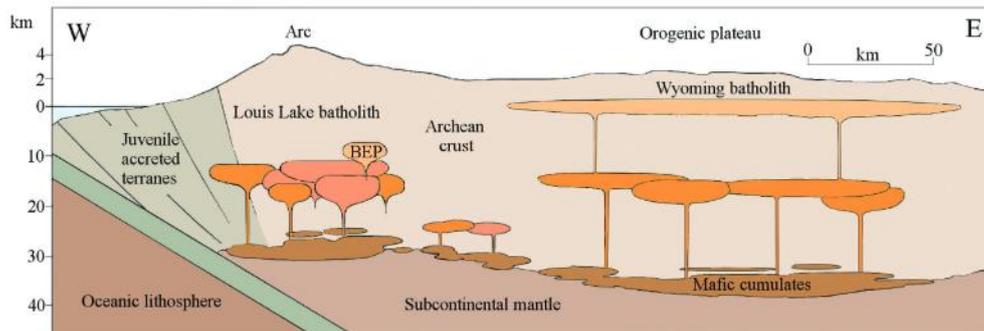


Figura 1.16. Sección esquemática mostrando el emplazamiento de múltiples batolitos durante el Arqueano, en EEUU (Bagdonas et al. 2016).

Los principales rasgos a estudiar en el afloramiento de un plutón son:

- a. **FORMA:** Comúnmente los plutones emplazados en la corteza superior lo hacen en un campo frágil, mientras que los emplazados en la corteza inferior lo hacen en un campo dúctil. Los plutones emplazados en un ambiente frágil tienen planos rectilíneos, con ángulos definidos, mientras que los emplazados en ambientes dúctiles son curvilíneos y de recorridos sinuosos. Para determinar la forma se miden los ejes máximos y mínimos (relación axial) del afloramiento del cuerpo intrusivo en planta.
- b. **CONTACTOS:** Los contactos de un plutón con la roca de caja pueden ser netos, es decir, a través de un pasaje bien definido entre ambas litologías (Fig. 1.17.A), o transicionales, cuando el pasaje entre las diferentes unidades es gradual. Los primeros son comunes de plutones que se emplazan a bajas profundidades. Suelen generarse bordes de enfriamiento cuando existe un contraste importante de temperatura entre el cuerpo ígneo (en estado parcialmente fundido) y el encajante (considerablemente más frío). Este borde se destaca por su textura de grano más fino que el resto de la roca ígnea, en muchas ocasiones de textura afanítica (hasta puede incluir vidrio). Este grano fino suele manifestarse en colores más oscuros (Fig. 1.17.B).

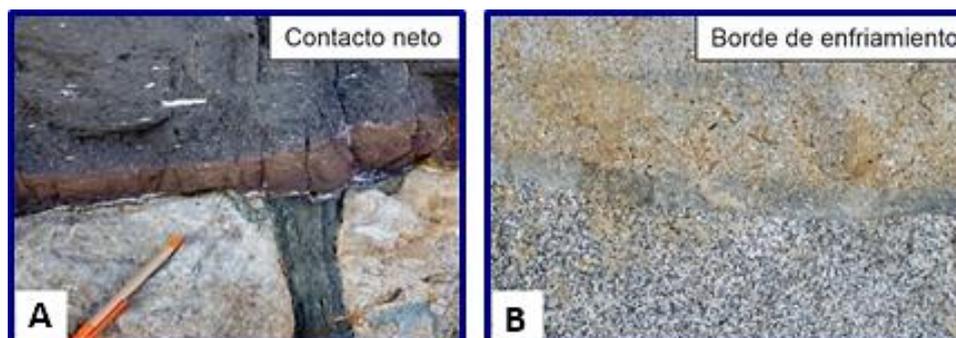


Figura 1.17. Ejemplos de diferentes tipos de contactos en plutones.

Por el contrario, el contacto transicional es común en plutones emplazados en niveles profundos de la corteza, donde el contraste térmico entre el cuerpo ígneo y la roca de caja es bajo y donde, además, se ve favorecida la difusión de los elementos químicos del magma hacia el encajante dando lugar al crecimiento de nuevos cristales y nuevas fases minerales (metasomatismo). El resultado es el desarrollo de un gradiente de composición desde el cuerpo plutónico al interior de la roca de caja que constituye una **AUREOLA DE CONTACTO**.

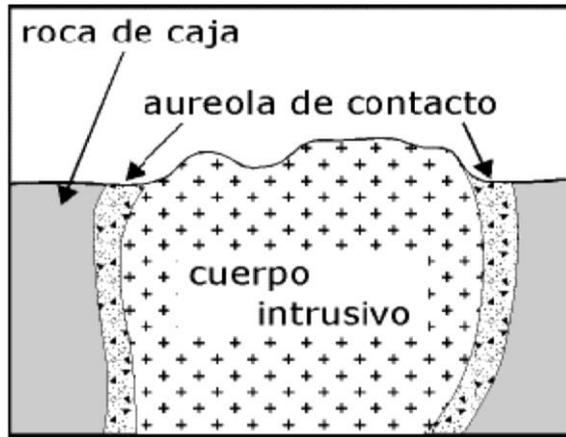


Figura 1.18. Sección esquemática mostrando la posición de la aureola de contacto de un intrusivo.

- c. **CÚPULA:** La cúpula de un plutón está conformada por el techo y los costados superiores del mismo que están en contacto con la roca de caja. La composición de la cúpula suele corresponder a la zona más diferenciada del plutón y la más rica en volátiles (se favorece a la formación de la textura pegmatítica), especialmente si la roca de caja es impermeable. Si la roca de caja en el techo del plutón es permeable, la fase volátil tiende a escaparse. En las cercanías del techo del plutón es común hallar bloques de la roca de caja inmersos en la roca ígnea.

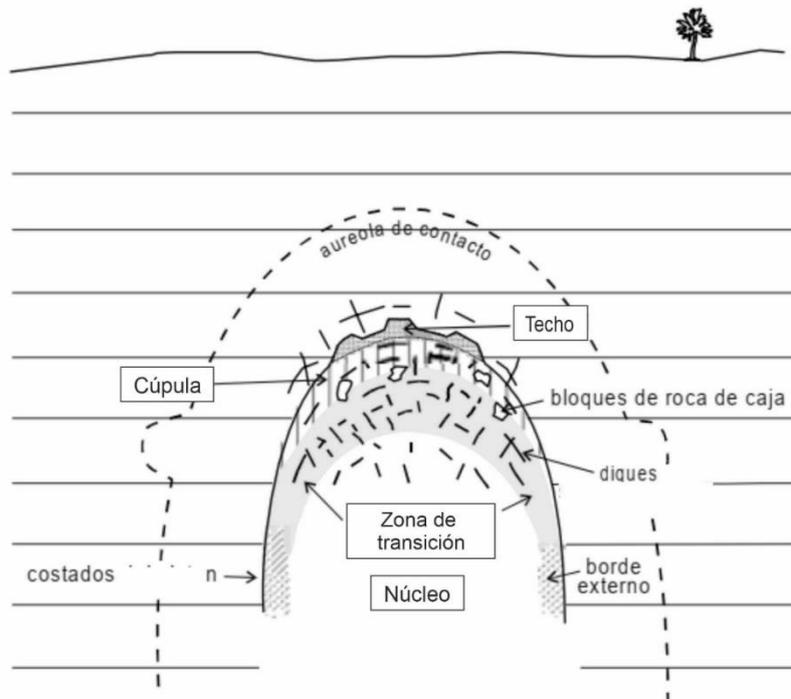


Figura 1.19. Sección esquemática de la estructura de un plutón (Llambías, 2003).

- d. ESTRUCTURA INTERNA: En el interior de un plutón debe observarse el desarrollo de zonaciones composicionales y texturales, la presencia de diques tardíos y la distribución de inclusiones y/o xenolitos.

Las variaciones en la composición y en las texturas son transicionales y se las reconoce en el campo (gracias a la textura fanerítica de las rocas plutónicas) por la aparición o desaparición de minerales o por cambios en el contenido modal de cada uno. A cada una de las composiciones predominantes se la describe como una facies (p.ej. facies tonalítica). También se suele definir la facies por su posición en el cuerpo intrusivo (p.ej. facies de borde). Es conveniente dar ambas informaciones en el nombre de la facies (p.ej. facies de techo granodiorítica).

La denominación de un plutón tendrá en cuenta la facies más abundante (p.ej., plutón granodiorítico). En los batolitos, es conveniente identificar a cada uno de los plutones con su composición y con un término geográfico (p.ej. plutón granodiorítico Las Burras).

EN LA DESCRIPCIÓN Y ESTUDIO DE UN BATOLITO SE INTEGRAN LOS ANÁLISIS DE LOS PLUTONES INDIVIDUALES QUE LO CONSTITUYEN. ES IMPORTANTE LA DATACIÓN DE CADA PLUTÓN PARA PODER CONSTRUIR LA HISTORIA DE CONSTRUCCIÓN DEL BATOLITO Y COMPRENDER LA EVOLUCIÓN DEL SISTEMA MAGMÁTICO EN EL TIEMPO.

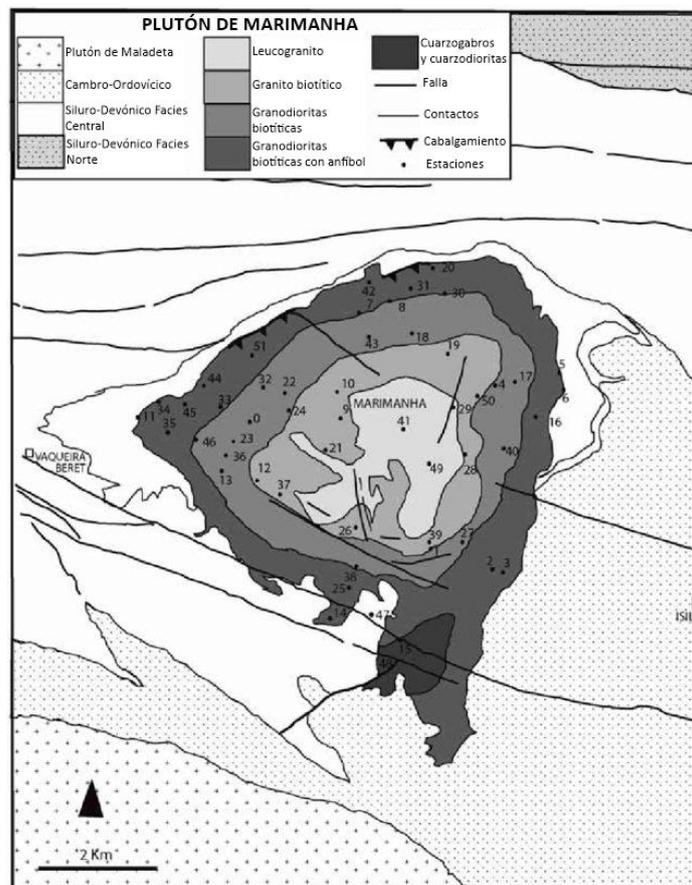


Figura 1.20. Mapa geológico del plutón de Marimanha, donde se ejemplifica el desarrollo de zonación petrológica (Antolín et al., 2006).

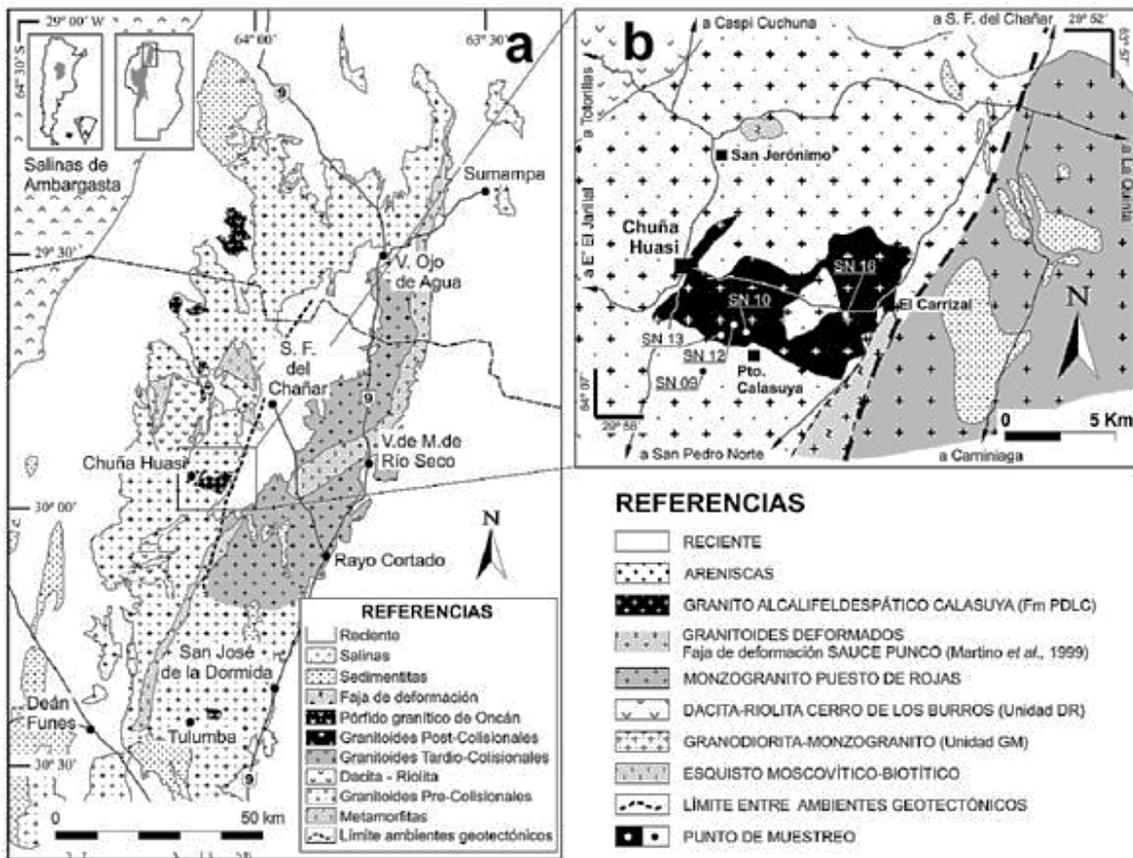


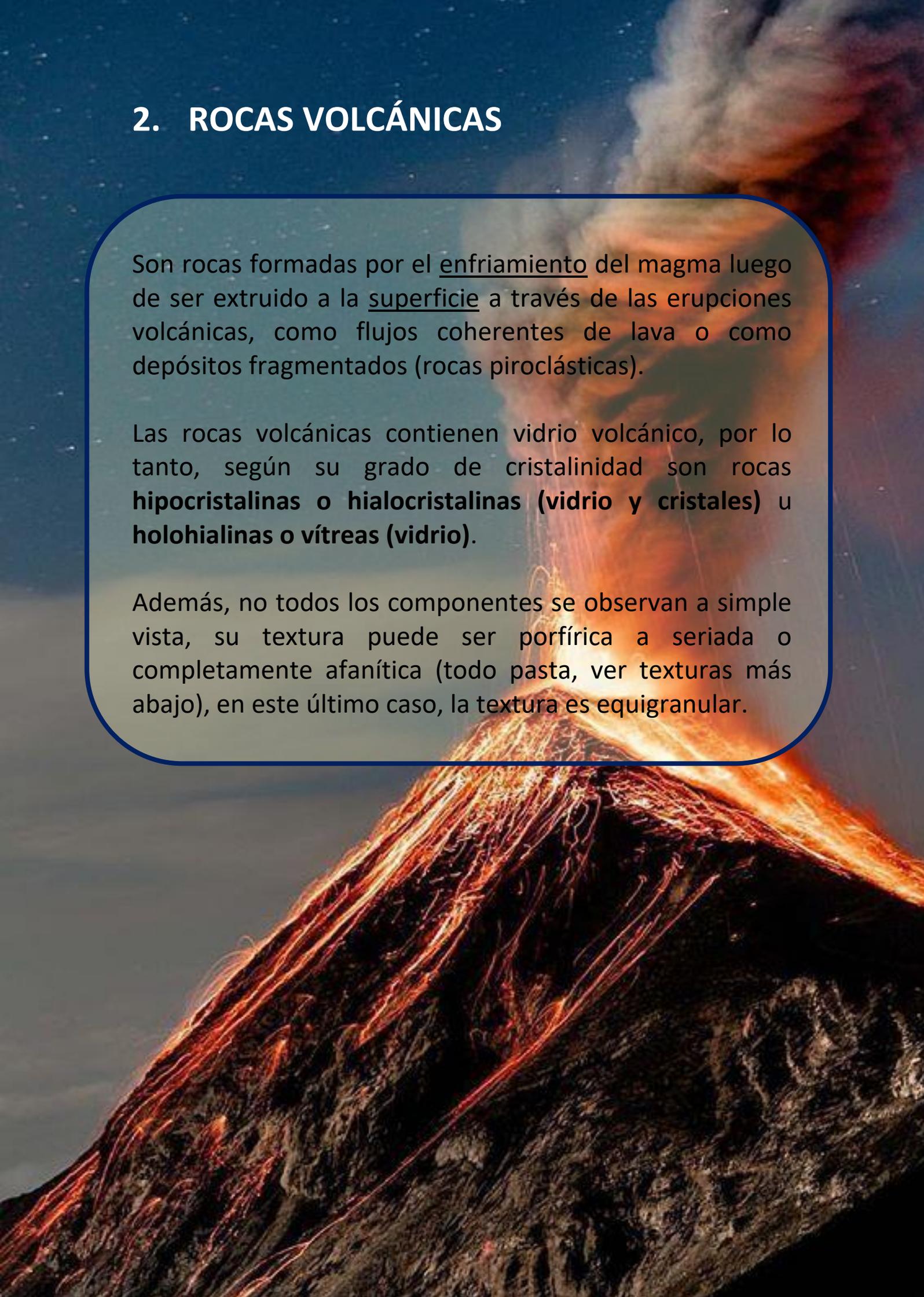
Figura 1.21. Ejemplo de mapa geológico de un plutón: a) Batolito de Sierra Norte-Ambargasta. b) Detalle del granito Calasuya (Elortegui Palacios et al., 2008).

2. ROCAS VOLCÁNICAS

Son rocas formadas por el enfriamiento del magma luego de ser extruido a la superficie a través de las erupciones volcánicas, como flujos coherentes de lava o como depósitos fragmentados (rocas piroclásticas).

Las rocas volcánicas contienen vidrio volcánico, por lo tanto, según su grado de cristalinidad son rocas **hipocristalinas o hialocristalinas (vidrio y cristales)** u **holohialinas o vítreas (vidrio)**.

Además, no todos los componentes se observan a simple vista, su textura puede ser porfírica a seriada o completamente afanítica (todo pasta, ver texturas más abajo), en este último caso, la textura es equigranular.



2.1. Rocas coherentes (lavas y domos)

2.1.1. Clasificación

- **Clasificación en afloramiento**

La presencia y/o ausencia de determinados minerales ayuda a realizar en el campo una clasificación preliminar de la roca volcánica.

ROCA	MINERAL INDICADOR
Basaltoide	olivino
Basanitoide	olivino + feldespatoide
Andesitoide	plagioclasa + anfíbol y/o piroxeno
Dacitoide	cuarzo + plagioclasa/feldespato alcalino (\pm anf, bt, px)
Traquitoide	feldespato alcalino (\pm bt, anf o px alcalino)
Riolitoide	cuarzo + sanidina

Abreviaturas: anf = anfíbol; px = piroxeno; bt: biotita

- **Clasificación según índice de color**

La clasificación de las rocas volcánicas por el índice de color no es muy útil y generalmente lleva a confusión debido a su textura (tamaño de grano fino siempre presente) y presencia de vidrio. Si un basalto presenta fenocristales de plagioclasa (Fig. 2.1.A) podría ser erróneamente clasificado como una roca hololeucocrática, o una andesita con fenocristales de anfíbol y muy escasa plagioclasa (Fig 2.1.B), como una roca melanocrática a ultramáfica. Es necesario el uso del microscopio para realizar la clasificación final a partir del porcentaje de minerales máficos.

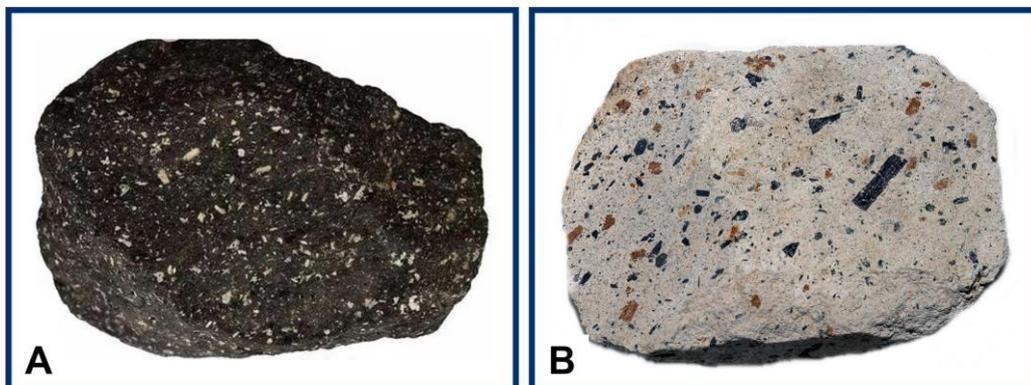


Figura 2.1. Ejemplos de rocas volcánicas en muestra de mano que podrían ser erróneamente clasificadas según índice de color

● **Clasificación de la IUGS según contenido de minerales esenciales**

Cuando la roca presenta < 90 % de minerales máficos, se utiliza para la clasificación el doble diagrama QAPF [denominado de acuerdo a los minerales esenciales Q: cuarzo y polimorfos de la sílice; A: feldespatos alcalinos (feldespatos potásicos y plagioclasas con < 5 % An); P: plagioclasas con > 5 % An; F: feldespatoides] de la IUGS (International Union of Geological Sciences). Recordar que Q y F son grupos de minerales excluyentes porque los feldespatoides siempre reaccionan ante el exceso de sílice de un magma para formar feldespatos. El número máximo entonces de minerales esenciales que pueden estar en equilibrio una roca ígnea siempre es cuatro.

En microscopio puede realizarse el conteo modal o estimación visual y calcularse la proporción fenocristal:pasta y la proporción de cada componente principal (mediante recálculo al 100 % sin accesorios igual que en las rocas plutónicas) en las dos fases, fenocristal y pasta (la suma debe dar 100 en cada una). Por ejemplo:

Fenocristales: 75 % de la roca (la pasta constituye entonces el 25% restante). De los cuales se ha estimado un 60 % de plagioclasa, 25 % cuarzo, 15 % feldespato alcalino ($\Sigma=100$). Se debe entonces recalcular al total de la roca del siguiente modo:

100 % fenocristales----- 60 % plagioclasa
 75 % fenocristales----- ¿?= 45 % plagioclasa del total de la roca

100 % fenocristales----- 25 % cuarzo
 75 % fenocristales----- ¿?= 18,75 % cuarzo del total de la roca

100 % fenocristales----- 15 % feldespato alcalino
 75 % fenocristales----- ¿?= 11,25 % feldespato alcalino del total de la roca

El mismo procedimiento se aplica a la pasta (60 % plagioclasa + 40 % cuarzo).

100 % pasta----- 60 % plagioclasa
 25 % pasta ----- ¿?= 15 % plagioclasa del total de la roca

100 % pasta ----- 40 % cuarzo
 25 % pasta ----- ¿?= 10 % cuarzo del total de la roca

Finalmente se aplican las fórmulas sumando cada fase:

$$Qz = (Qz/Qz+PI+FA)*100$$

$$PI = (PI/PI+FA)*100$$

$$FA = 100-PI$$

$$Qz \text{ (total roca)} = Qz \text{ (pasta)} + Qz \text{ (fenocristal)}$$

$$PI \text{ (total roca)} = PI \text{ (pasta)} + PI \text{ (fenocristal)}$$

$$FA \text{ (total roca)} = FA \text{ (pasta)} + FA \text{ (fenocristal)}$$



Pero frecuentemente para clasificar la **muestra de mano** sólo se utiliza la mineralogía de la fracción **fenocrystal**. Se obtiene una clasificación **PRELIMINAR** de la roca volcánica. Preliminar porque macroscópicamente se desconoce la composición de la porción afanítica de la roca. Es por esto último que a los nombres de cada roca clasificada de esta forma debe anteponerse siempre el término:

FENO (p.ej., FENOANDESITA).

Términos calificadores: a los términos principales pueden agregarse términos que ayudan a identificar o caracterizar la roca volcánica. Estos términos pueden referirse a rasgos texturales (riolita esferulítica), mineralógicos (riolita granatífera) o descriptivos (riolita alterada).

- * Observar que los *basaltos* son los equivalentes a los *gabros* en rocas plutónicas, las *andesitas* a las *dioritas*; las *dacitas*, a las *tonalitas* y *granodioritas* y las *riolitas*, a los *granitos*.

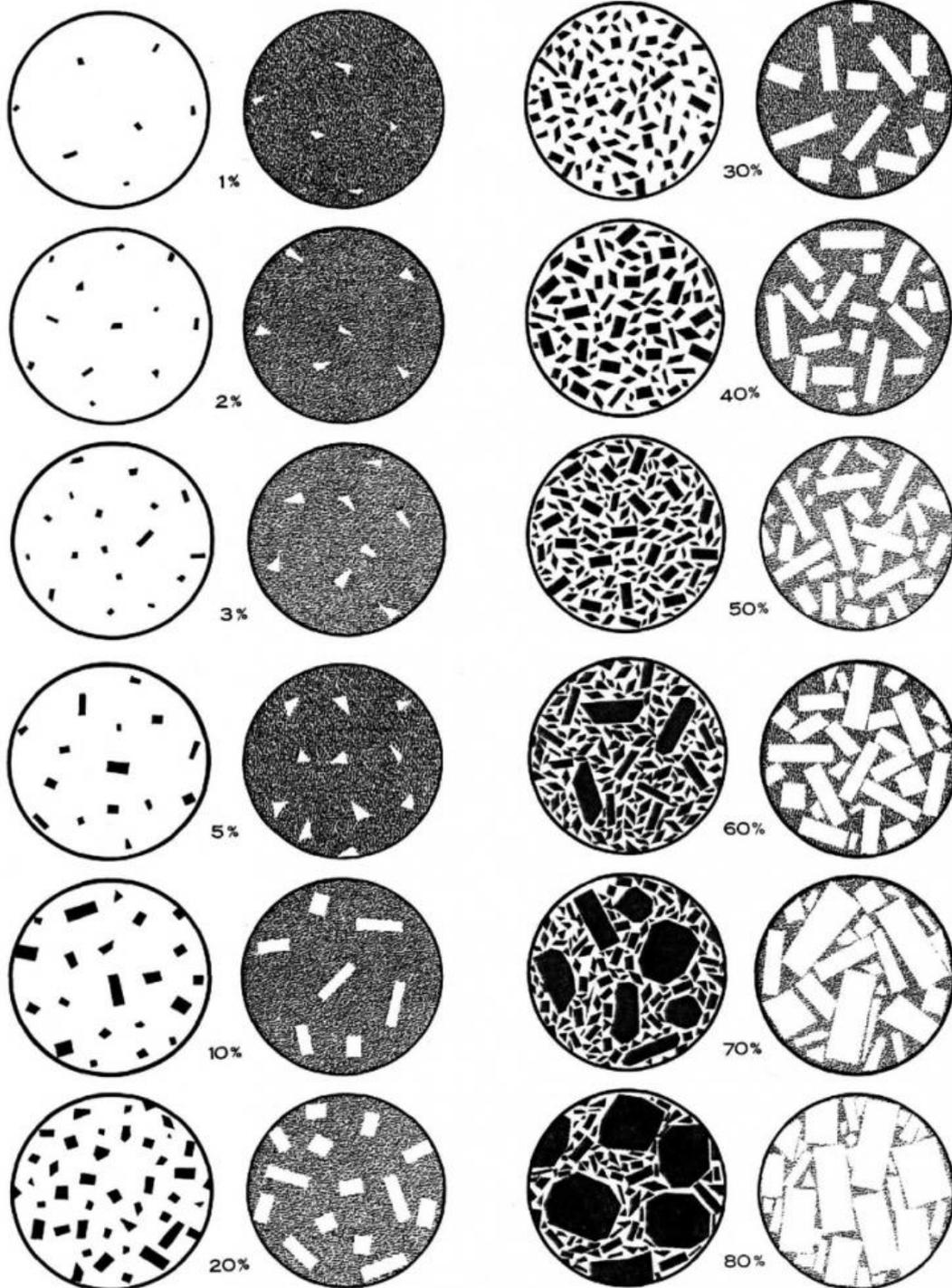
Los basaltos y las andesitas comparten el mismo campo de clasificación, cerca del vértice de parámetro P. La determinación definitiva de a cuál de las dos composiciones pertenece nuestra roca volcánica se obtiene a través del análisis químico (basalto <52 % SiO₂-andesita >52 % de SiO₂), pero algunos rasgos pueden ser utilizados en forma preliminar para sugerir una u otra:

BASALTO VS. ANDESITA

✓ Presencia de olivino ✓ Ausencia de olivino

✓ Índice de color:
> 35-40 % ✓ Índice de color:
< 35-40 %

**PLANILLA PARA LA ESTIMACIÓN MODAL DE FENOCRISTALES DE ROCAS VOLCÁNICAS
EN SECCIÓN DELGADA:**



Es importante tener presente que la **clasificación modal** de las **rocas volcánicas** **NUNCA ES DEFINITIVA**, puesto que no se conoce la composición del vidrio y de la pasta cuando es de grano muy fino.



La clasificación definitiva se obtiene mediante **ANÁLISIS QUÍMICOS** de roca total utilizando diagramas como el diagrama TAS (siglas en inglés de Álcalis total vs Sílice). Por ello, **siempre que la roca no esté muy alterada, la clasificación química en rocas volcánicas es más importante y útil que la clasificación mineralógica.**

La clasificación es sencilla, sólo requiere conocer los valores de Na_2O , K_2O y SiO_2 . Sin embargo, si el análisis cae en ciertos campos, se deben realizar cálculos adicionales, como la norma CIPW, para llegar al nombre raíz correcto.

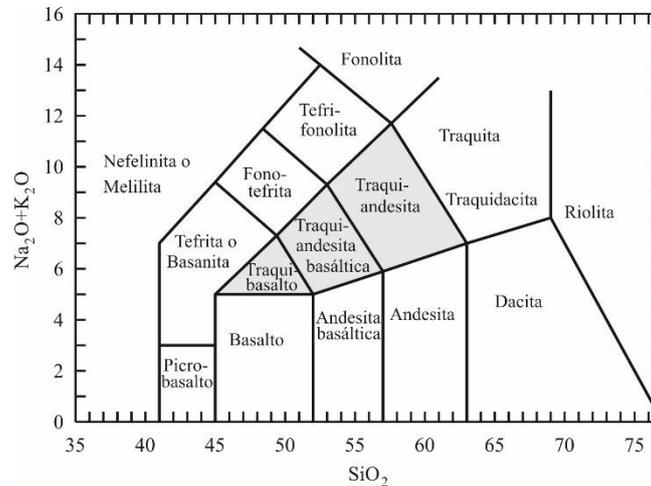


Figura 2.4. Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas según el contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ en % peso) y SiO_2 (Le Maitre et al. 1989).

Subdivisión de los campos coloreados	Traquibasalto	Traquiandesita basáltica	Traquiandesita
$\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$	Hawaiita	Mugearita	Benmoreíta
$\text{Na}_2\text{O} - 2.0 < \text{K}_2\text{O}$	Traquibasalto potásico	Shoshonita	Latita

- Tefrita: $ol < 10\%$
- Basanita: $ol > 10\%$
- Traquita: $q < 20\%$
- Traquidacita: $q > 20\%$

Abreviaturas: ol = olivino normativo; q = cuarzo normativo.

Es importante tener presente que no pueden clasificarse por este método roca que tengan rasgos de alteración. Se emplean siempre rocas frescas en las que $\text{H}_2\text{O}^+ < 2\%$ y $\text{CO}_2 < 0,5\%$ (o $\text{LOI} < 2\%$) y cada análisis se recalcula al 100% en base anhidra (se quita el valor del LOI o de H_2O y CO_2).

2.1.2. Texturas

- **Tamaño de grano**

Las rocas volcánicas pueden presentar *texturas porfíricas* o *afaníticas* (Fig. 2.6).

El tamaño de grano de los cristales depende de las tasas de nucleación y crecimiento, que, a la vez, dependen de cuán rápido se enfría el magma. A mayor tasa de enfriamiento, mayor es la nucleación hasta alcanzar un máximo a partir del cual declina a cero. A muy rápida velocidad de enfriamiento, la nucleación se ve inhibida y no se forman cristales. El magma “se congela” formando vidrio.

La **textura porfírica** en una roca volcánica describe la presencia de grandes cristales, llamados *fenocristales*, que se encuentran rodeados de un material denominado *pasta* o matriz, la cual puede ser: hialina o vitrofírica (constituida por vidrio) o afanítica (grano muy fino) (Fig. 2.6.A). En este último caso, la pasta puede estar compuesta sólo por pequeños cristales denominados *microlitos* o *por microlitos y vidrio*. La textura de la pasta y la composición mineral de los microlitos sólo puede ser estudiada bajo microscopio petrográfico. Esta textura porfírica representa más de una etapa de enfriamiento del magma: un episodio inicial de enfriamiento lento (fenocristales) en reservorios magmáticos profundos (Fig. 2.7.A); otra etapa de enfriamiento más rápido (Fig. 2.7.B) en reservorios someros o en el conducto durante el ascenso del magma (microlitos de la pasta) y otra, de enfriamiento muy rápido (“congelamiento”) en superficie (formación del vidrio) (Fig. 2.7.C).

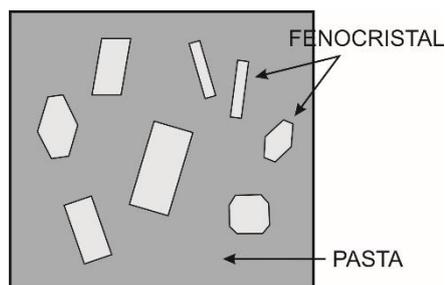


Figura 2.5. Esquema de la relación entre la pasta y los fenocristales en una roca porfírica.

La **textura afírica**, es el caso especial de rocas que presentan sólo textura afanítica (Fig. 2.6.B). Es una textura poco común que suele derivar del enfriamiento de magmas sobrecalentados que cristalizan siempre en ruta a la superficie.

La **textura microporfírica** es semejante a la textura porfírica, pero a escala microscópica, con cristales en general <1 mm (Fig. 2.6.C). Los minerales de mayor tamaño reciben el nombre de microfenocristales.

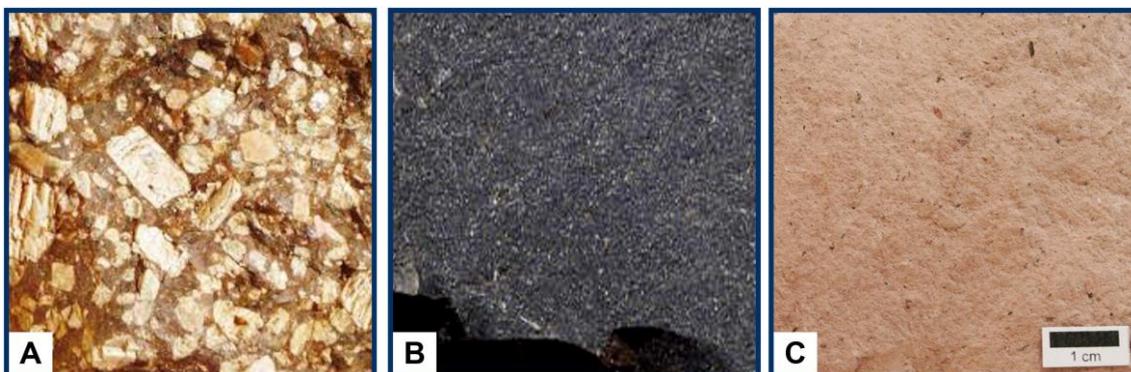


Figura 2.6. Ejemplos de rocas en muestra de mano con diferentes texturas. A) Porfírica (andesita). B) Afanítica (basalto). C) Microporfírica (riolita).

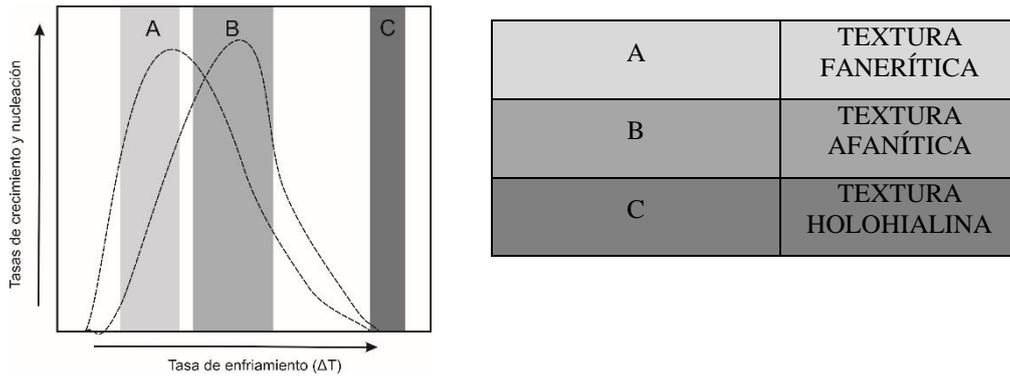


Figura 2.7. Diagrama esquemático donde se muestran las tasas de enfriamiento en relación a las tasas de crecimiento y nucleación para cada una de las texturas.

• **Forma de los cristales**

Como se mencionó anteriormente, la forma de los cristales informa sobre la historia de cristalización de un magma. En las rocas volcánicas pueden encontrarse cristales euhedrales, subhedrales y anhedrales.

Sin embargo, en los sistemas volcánicos son comunes las tasas de enfriamiento y de descompresión elevadas, las que generan formas con tendencia a una mayor área y un menor volumen. De esta manera, se dan las formas esqueletales (desarrollo es incompleto), formas dendríticas (ídem esqueletal, pero desarrollada como agregados aciculares orientados en ángulos rectos), formas plumosas y las formas esferulíticas.

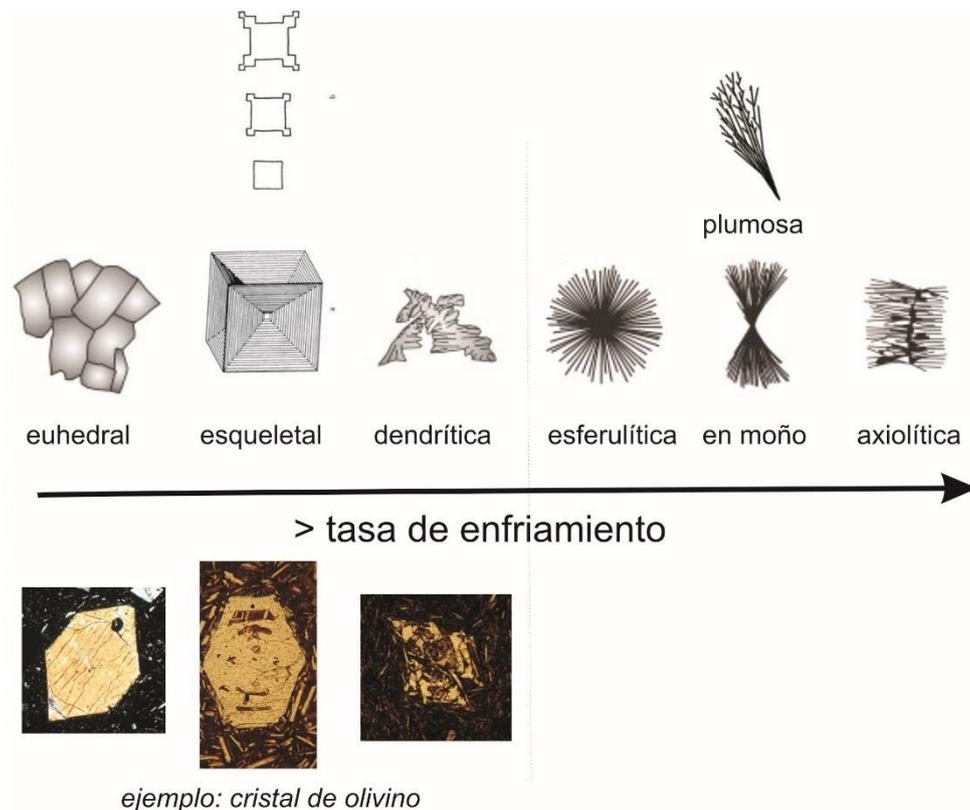


Figura 2.8. Variación de la forma de los cristales con el incremento de la tasa de enfriamiento.

- Texturas de las pastas

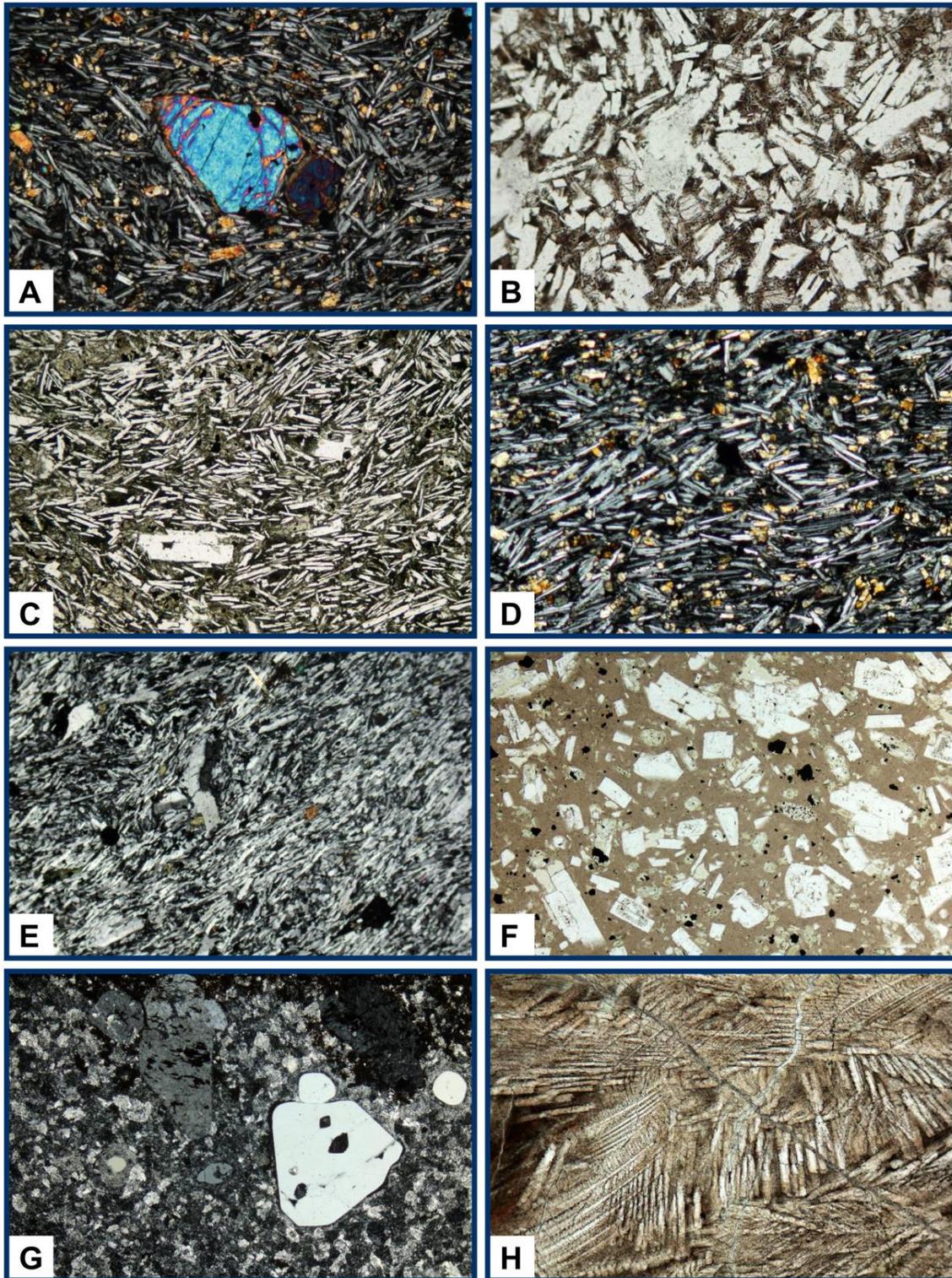


Figura 2.9. Ejemplos de rocas en sección delgada exhibiendo diferentes texturas de las pastas (A, E y G a nicoles cruzados; B, C, D, F y H a nicoles paralelos).

- * *Intergranular* (Fig. 2.9.A): textura holocristalina formada por microlitos de plagioclasa entre los que se disponen microlitos equidimensionales de olivino y/o piroxenos y/o minerales opacos. Típica de basaltos.

- * *Intersertal* (Fig. 2.9.B): semejante a la intergranular pero hipocristalina, con presencia de vidrio intersticial. Típica de basaltos.
- * *Hialopilitica* (Fig. 2.9.C): microlitos de plagioclasa y abundante vidrio.
- * *Afieltrada* (Fig. 2.9.D): microlitos de plagioclasa dispuestos al azar y sin vidrio intersticial.
- * *Traquítica* (Fig. 2.9.E): microlitos de feldespato alcalino orientados por el flujo. Típica de traquitas y traquiandesitas.
- * *Vítrea* (Fig. 2.9.F): cuando el vidrio constituye más de un 80 % de la pasta.
- * *Felsítica* (Fig. 2.9.G): mosaico de muy pequeños cristales de cuarzo y feldespato alcalino. Los contactos entre granos son sinuosos e irregulares. Implican desvitrificación (cristalización secundaria) del vidrio (reorganización de la estructura del vidrio en un orden cristalino). Típica de dacitas y riolitas. Variantes de esta textura, son las texturas *microfelsítica* y *criptofelsítica*, dependientes del tamaño del agregado y del contenido de vidrio, más o menos abundante. *Microgranosa*: la pasta presenta un fino mosaico granular entre fenocristales notablemente mayores. Es una textura típica de pasta de intrusivos hipabisales o pórfidos.
- * *Spinifex* (Fig. 2.9.G): fenocristales esqueléticos, dendríticos o aciculares de olivina o piroxeno se ordenan en forma paralela o radial y hay vidrio intersticial. Típico de komatiitas (rocas volcánicas ultramáficas).
- * *Microlitos en la pasta orientados por flujo* (Fig. 2.9.A, C, E): Minerales que forman cristales más desarrollados en una dirección (hábito tabular, prismático, acicular, fibrosos), tal como los feldespatos, suelen observarse orientados por el flujo del magma. Las texturas de flujo son mucho más comunes en las lavas, pero también se observan en el ambiente plutónico.

- **Texturas radiadas**

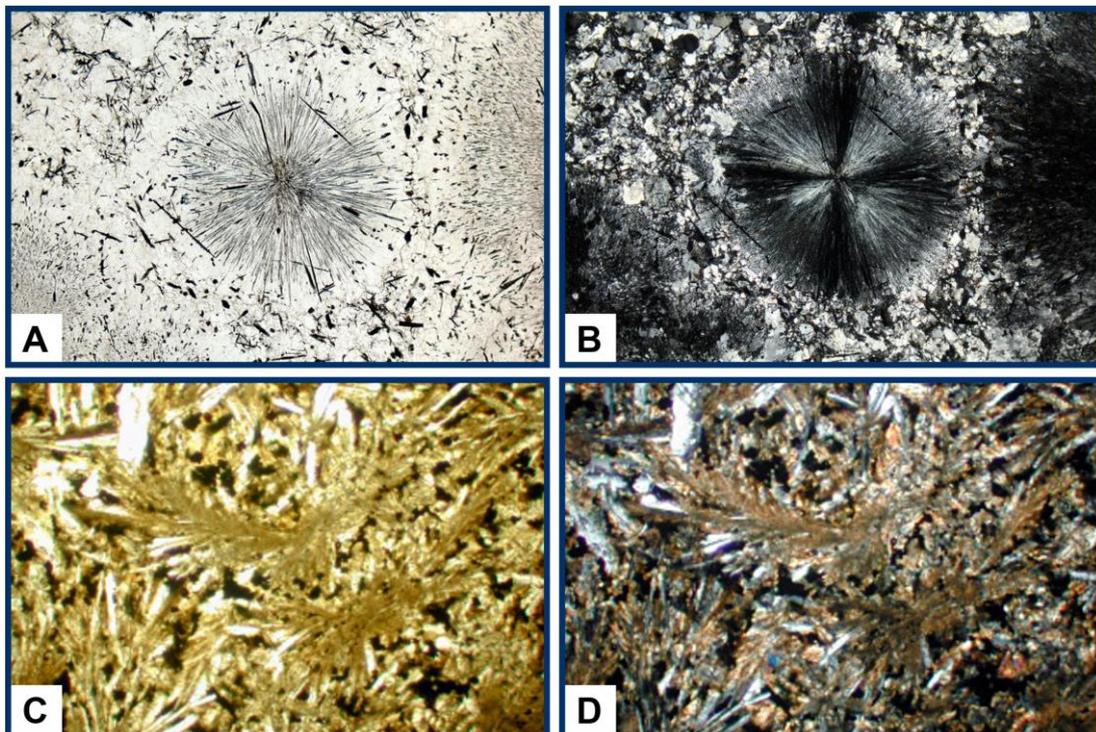


Figura 2.10. Ejemplos de rocas en sección delgada exhibiendo texturas radiadas a N// y NX.

- a. Textura esferulítica (Fig. 2.10.A, B): Las esferulitas consisten en agregados de cristales de cuarzo y feldespatos fibroso-radiados a partir de un centro (ocupado por una cavidad o cristal). Su origen puede ser primario, dado por altos grados de enfriamiento de un magma rico en sílice (dacítico-riolítico). La elevada viscosidad dificulta la difusión del material y los cristales no se desarrollan completamente. También pueden tener un origen secundario, por desvitrificación de un vidrio solidificado. Las esferulitas pueden ser simples, compuestas o anidadas.

Las *litofisas* son un tipo de esferulitas que tienen una cavidad central rodeada por bandas concéntricas de cristales fibrosos radiales de cuarzo y feldespatos.

- b. Textura variolítica (Fig. 2.10.C, D): cristales de forma elongada (aciculares, fibrosos, prismáticos) crecen en forma de abanico. Común en rocas máficas.

- **Texturas por hidratación del vidrio:**

- a) Textura perlítica

Son fracturas curvadas o esféricas formadas en el vidrio como efecto del aumento del volumen del mismo por el proceso de desvitrificación dado por adsorción de agua superficial (condiciones subaéreas). Son comunes en rocas ácidas. (Perlita: vidrio silíceo hidratado que presenta textura perlítica). Es incolora (Fig. 2.11.A).

- b) Textura palagonítica

La palagonita es un material amorfo, isotrópico y de color amarillento generado por la alteración de un vidrio 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 (Fig. 2.11.B).

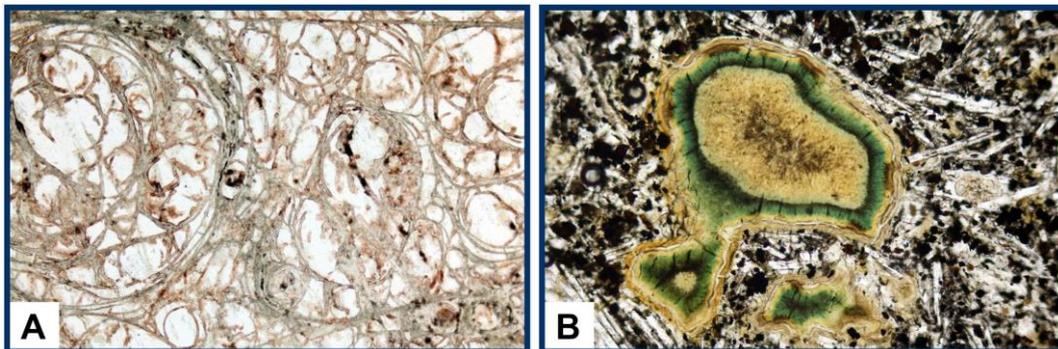


Figura 2.11. Ejemplos de rocas en sección delgada a N// que evidencian hidratación del vidrio.

- **Vesículas**

Son cavidades en las rocas volcánicas que representan las burbujas de volátiles que se perdieron durante el enfriamiento y solidificación del magma. Sus formas pueden ser esféricas, subsféricas a irregulares. Las vesículas pueden presentar una distribución aleatoria o estar elongadas en la dirección del flujo de lava.

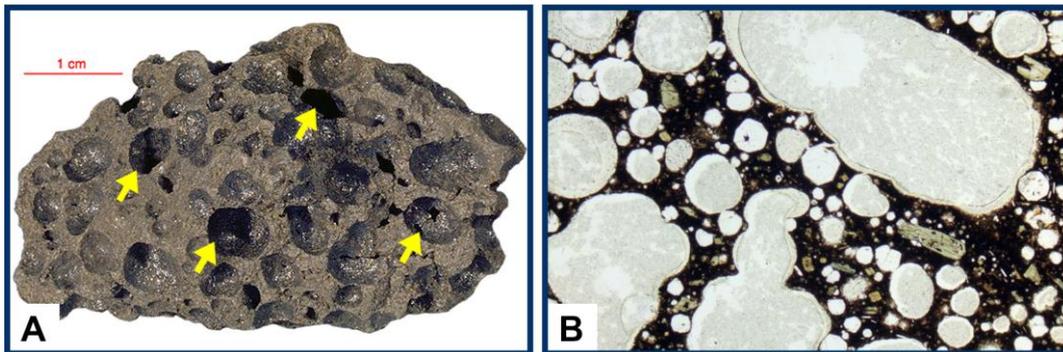


Figura 2.12. Ejemplos de rocas vesiculadas en muestra de mano (A) y sección delgada (B) a N//. Las vesículas se señalan con flechas amarillas.

- **Textura glomeroporfírica**

Implica la formación de agregados de fenocristales o microfenocristales, llamados glomerocristales. Pueden estar conformados por cristales de un mismo mineral o por minerales diferentes.

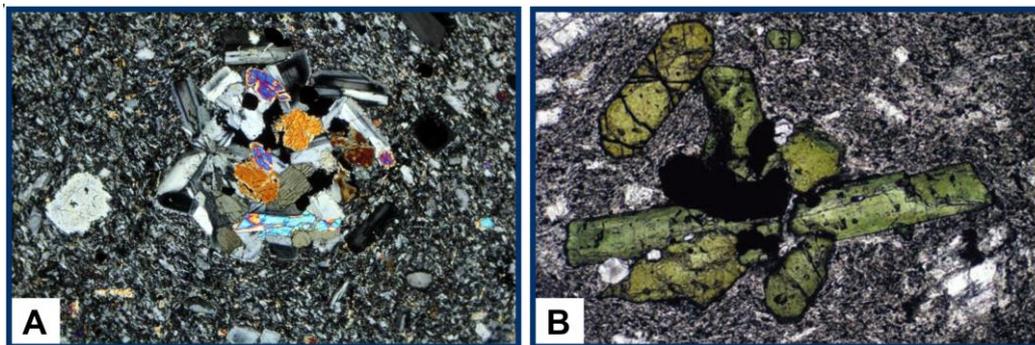


Figura 2.13. Ejemplos de rocas con textura glomeroporfírica en sección delgada.

- **Texturas de desequilibrio**

Zonación composicional

Es un patrón de variación química en un cristal dentro de una solución sólida mineral (p.ej., plagioclasa, olivino, piroxenos, anfíboles). Las zonaciones indican la continua reacción entre el fundido y la solución sólida en cristalización a medida que cambian las variables intensivas del sistema magmático, más rápidamente que el tiempo de alcance del estado de equilibrio. La zonación composicional de núcleo a borde del cristal se reproduce como una zonación óptica, es decir, se observan heterogeneidades en las propiedades ópticas del cristal.

Existen tres variedades principales de zonación:

Normal: el cristal está zonado, de núcleo a borde, desde el miembro extremo de la solución sólida que se forma a mayor temperatura hacia el miembro de menor temperatura. Por ejemplo: en una plagioclasa, las variantes más ricas en Ca se ubicarían en el núcleo temprano del cristal y los más ricos en Na hacia el borde (de cristalización más tardía).

Inversa: el cristal está zonado, de núcleo a borde, en relación contraria a lo que indican las temperaturas de formación de los miembros extremos de la solución sólida. Por ejemplo: plagioclasa con núcleos ricos en Na y bordes ricos en Ca.

Oscilatoria: Las variaciones composicionales de núcleo a borde son múltiples. Se observa una alternancia de las propiedades ópticas (en general concéntricamente) en respuesta a una alternancia, más o menos rítmica, en las condiciones de cristalización.

- a) **Plagioclasa:** la plagioclasa forma una solución sólida entre los extremos anortita (plagioclasa de Ca) y albita (plagioclasa de Na). A medida que cristaliza con el descenso de temperatura, la plagioclasa se torna más albítica, pero su equilibrio involucra el difícil intercambio entre NaSi y CaAl y la tasa de cristalización es más rápida que la difusión de los iones que permite este equilibrio. Por ello, en rocas volcánicas, donde la cristalización suele ser rápida, este mineral muestra zonación. Si el pasaje es de núcleos del cristal ricos en Ca hacia bordes ricos en Na, la zonación se denomina zonación normal. La zonación es llamada zonación inversa o reversa si ocurre lo opuesto (pasaje de zonas sódicas hacia zonas cálcicas hacia el margen del cristal) y en este caso, se interpretan cambios en las condiciones de cristalización, como la mezcla de magmas (por ejemplo, por la inyección de un magma basáltico, más caliente y más rico en CaO, a un reservorio de un magma dacítico).

La zonación oscilatoria implica cambios frecuentes en la composición del cristal de plagioclasa. Se producen variaciones abruptas o graduales en el contenido de anortita que responden a repetidas alteraciones de las condiciones de cristalización (diferencias en las tasas de enfriamiento, en el contenido de agua magmática, múltiples inyecciones de magmas de composición diferente y mezcla). Se observan como múltiples discontinuidades ópticas, muchas veces coincidentes con zonas de reabsorción.

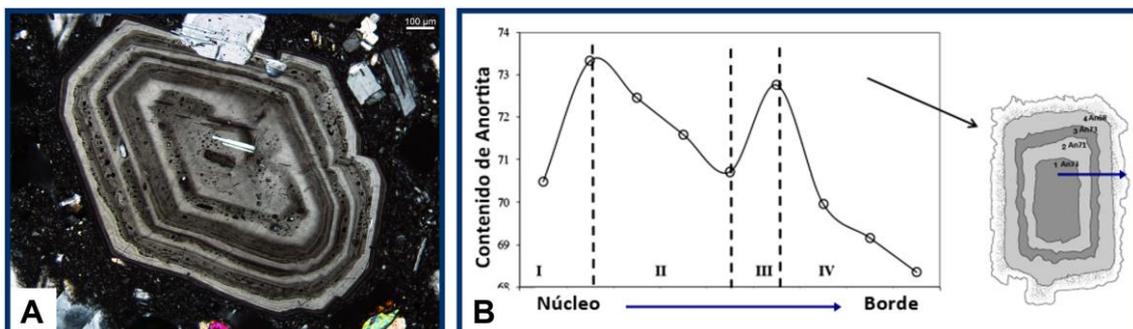


Figura 2.14. A) Cristal de plagioclasa con zonación oscilatoria. B) Representación esquemática de la variación en el contenido de anortita de borde a núcleo del cristal.

- b) **Otros minerales:** la zonación puede ocurrir en muchos minerales que son soluciones sólidas, pero no todas serán visibles bajo microscopio (por ejemplo, zonación en olivino). En los piroxenos y anfíboles suele ser habitualmente observada en sección delgada. La interpretación de la zonación reversa es semejante a la de la presente en plagioclasas.



Figura 2.15. Ejemplos de zonación de borde a núcleo (A), oscilatoria (B) y sectorial (C), en anfíbol (A) y piroxenos (B y C).

Textura en tamiz (*sieve*)

El desequilibrio entre la composición del mineral (usualmente plagioclasa y piroxeno) y el fundido (su temperatura, composición, contenido de volátiles) produce la disolución o corrosión del fenocristal. Las zonas corroídas o reabsorbidas presentan huecos que son rellenados por el líquido. El mineral reacciona en búsqueda de su nueva composición en equilibrio. Esta textura suele producirse por cambios composicionales (mezcla de magmas) o por descensos bruscos de presión.

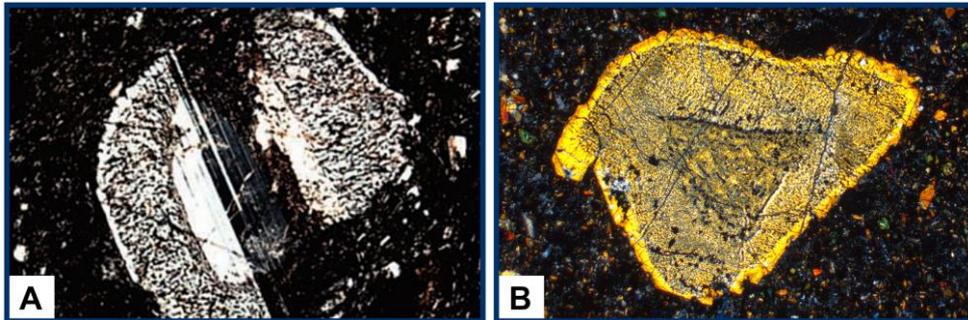


Figura 2.16. Cristales de plagioclasa (A) y de clinopiroxeno (B) con textura en tamiz.

Engolfamientos

Constituyen entrantes en el cristal, normalmente de cuarzo y olivino, que se forman en respuesta a un crecimiento inestable del cristal o a la corrosión o disolución localizada del mismo por la acción de burbujas de gas.

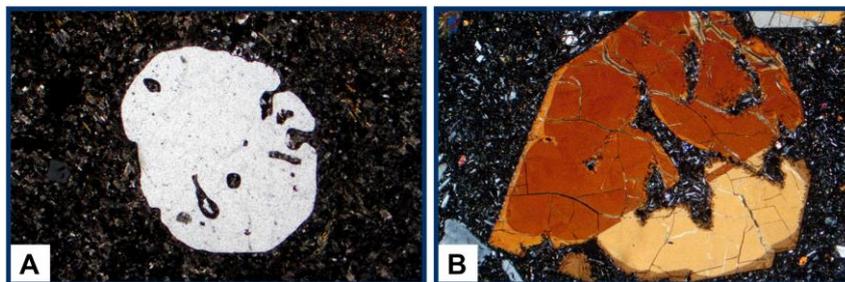


Figura 2.17. Cristales engolfados de cuarzo (A) y olivino (B) en basaltos.

Megacristales

Cristales excepcionalmente grandes. Su tamaño anómalo sugiere que no están en equilibrio con el magma. Habitualmente se denominan antecristales porque se interpreta que derivan de niveles más profundos del sistema magmático. Por ello, se relacionan a un mismo ciclo magmático que el magma hospedante pero asociados a diferentes etapas de cristalización. No obstante pueden representar xenocristales (ver más adelante).

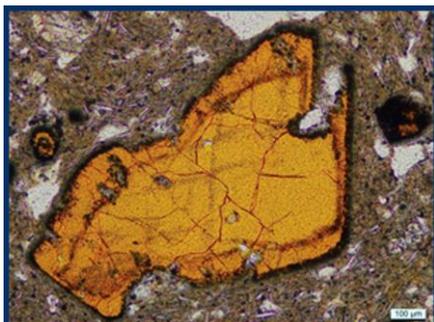


Figura 2.18. Megacristal de anfíbol. Nótese el borde oscuro evidenciando desequilibrio (ver bordes de reacción).

Bandeado por flujo

La lava presenta cambios de color en la pasta asociadas a variaciones en la proporción vidrio/microlitos.

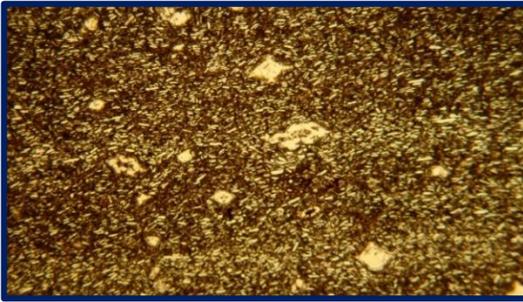


Figura 2.19. Ejemplo sección delgada de muestra de lava con bandeo por flujo.

Coronas o bordes de reacción

Texturas donde un mineral (o varios minerales) bordea a otro. Las coronas se forman por reemplazo del cristal original (en desequilibrio) por una o varias nuevas fases (en equilibrio). Los minerales que forman la corona son producto de la reacción del mineral original con el fundido. En general, las coronas rodean cristales anhedrales, redondeados y parcialmente reabsorbidos.

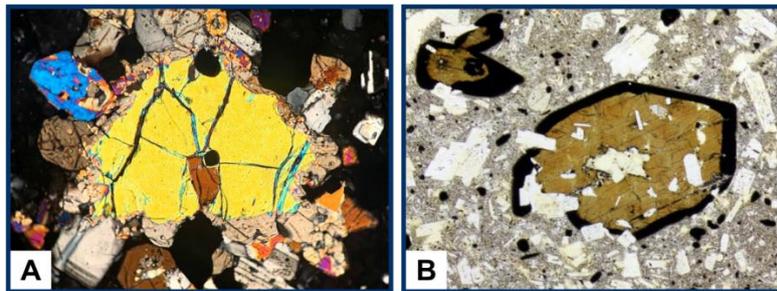


Figura 2.20. Cristal de olivino con corona de reacción de piroxeno (A) y de anfíbol con borde de minerales opacos (B).

Xenolitos y xenocristales

Los xenolitos son fragmentos de roca hospedados en el magma. Los xenolitos pueden corresponder a porciones de la roca de caja del manto o corteza incorporados en la cámara magmática o durante el ascenso. Restitas o fragmentos restíticos son xenolitos constituidos únicamente por aquellos minerales residuales que no han reaccionado con el magma luego de su incorporación desde la fuente o roca de caja.

Los xenocristales son cristales no formados a partir de la cristalización del magma que los hospeda y que han sido incorporados al mismo.

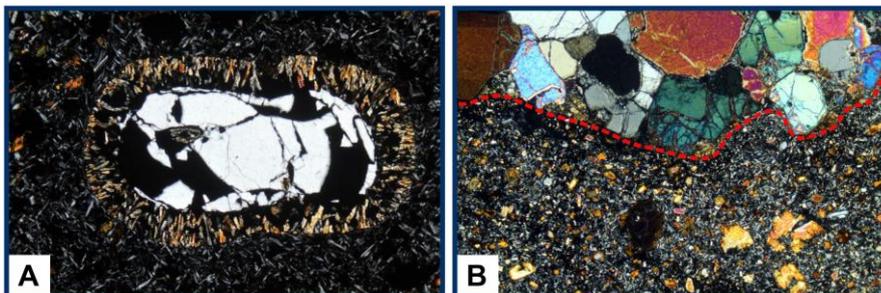


Figura 2.21. Xenocristal de cuarzo con corona de piroxeno (A) y xenolito peridotítico (B).

Productos comunes de alteración de rocas volcánicas:

- *Bowlingita*: tipo de alteración microcristalina de color verde que afecta esencialmente al olivino. Consiste en una mezcla de cloritas, minerales del grupo de la esmectita y del grupo de la serpentina.
- *Iddingsita*: tipo de alteración del olivino que ocurre durante procesos de oxidación, deutéricos o de hidratación. Es una alteración de color rojiza a parda que consiste en una mezcla criptocristalina de óxidos de hierro y minerales arcillosos.
- *Sericita*: asociación de grano fino de illita, fengita y muscovita. Es una alteración común de los feldespatos.



Figura 2.22. Olivino alterado a bowlingita (A) y a iddingsita (B). Feldespato alterado a sericita (C).

Orden de cristalización

Existen varios principios petrográficos que sugieren orden de cristalización. Sin embargo, debe tenerse cuidado de no aplicarlos de manera indiscriminada dado que puede incurrir en errores. Es importante realizar cuidadosas observaciones texturales.

Criterios para evaluar secuencia de cristalización:

1. Los cristales de menor tamaño son posteriores a los de mayor tamaño, lo cual casi siempre es aplicable a texturas porfíricas volcánicas donde existen fenocristales y una pasta de menor granulometría. Refutación: cristales accesorios tempranos como circón o apatita nunca adquieren gran tamaño. Aunque ocurran libres como parte de la fracción matriz no necesariamente se asocian a cristalización tardía.
2. Los cristales euhedrales son previos a los anhedrales. Refutación: algunos cristales euhedrales de miarolas, o de origen neumatolítico son muy tardíos en la secuencia de cristalización.
3. Los minerales incluidos en fases mayores son más antiguos que sus hospedantes. Refutación: no aplica en texturas de desmezcla donde ambos minerales se forman al estado *subsolidus* (p.ej., perfitas) de manera conjunta. Tampoco aplica en el crecimiento gráfico de cuarzo y feldespato K; cuarzo incluido en megacristales de ortosa que cristalizaron incluyéndolos por su mayor fuerza de cristalización.
4. Bordes o coronas de reacción. Se estima que, si se forma un borde de reacción, la fase que conforma el núcleo del cristal era previa. Refutación: alteraciones selectivas del mineral que ocupa el núcleo (pseudomorfismo) por otro propio de fases deutéricas (hidrotermales) póstumas.

2.2. Rocas volcánicas (o fragmentadas)

Son rocas constituidas por **clastos volcánicos**. El material es material fragmentado cuyo origen puede ser dado por procesos volcánicos primarios (fragmentación magmática) o por procesos secundarios superficiales (fragmentación por retrabajo por agentes exógenos).

ROCA VOLCANICLASTICA PRIMARIA	PIROCLÁSTICA	Formada a partir de una erupción explosiva por fragmentación del magma. Depósitos de caída y de corrientes de densidad piroclástica.
	AUTOCLÁSTICA	Fragmentación no explosiva por autobrechamiento de lavas aa y en bloque. Se dan <i>in situ</i> donde hay mayor contraste térmico o cizalla (márgenes, base y techo).
	HIALOCLÁSTICA	Fragmentación no explosiva de una lava o cuerpo hipabisal al entrar el magma en contacto con escasos volúmenes de agua.
ROCA VOLCANICLASTICA SECUNDARIA	RESEDIMENTADA O RETRABAJADA	El material volcánico es meteorizado, erosionado, transportado y depositado por procesos exógenos (fluvial, lacustre, eólico, marino, gravedad, glaciares).

2.2.1. Componentes de las rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas se componen de fragmentos a los que denominamos:

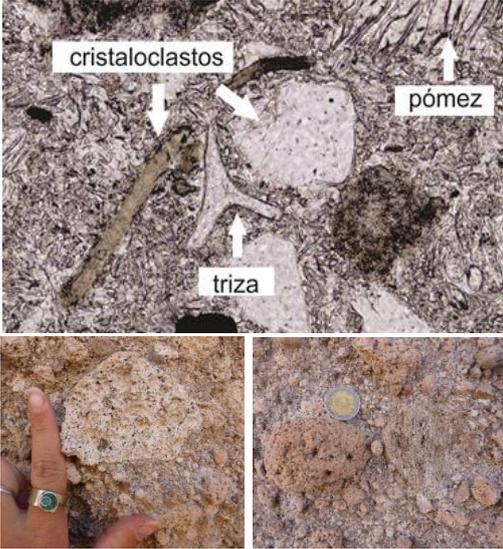
PIROCLASTOS

Los piroclastos clasifican:

a. Por tamaño

FRAGMENTOS NO CONSOLIDADOS	TAMAÑO DE GRANO	DEPÓSITO	FRAGMENTOS CONSOLIDADOS
<p>CENIZA</p> 	<p>Partículas de < 2 mm. Ceniza fina: partículas menores a 0,06 mm.</p>	<p>de ceniza</p>	<p>TOBA</p>
<p>LAPILLI</p> 	<p>Partículas de entre 2 y 64 mm</p>	<p>lapillítico</p>	<p>LAPILLITA</p>
<p>BLOQUES Y BOMBAS</p> 	<p>Fragmentos mayores a 64 mm. Los bloques tienen formas angulares mientras que las bombas tienen formas subredondeadas y fluidales.</p>	<p>aglomerado o brecha piroclástica</p>	<p>AGLOMERADO O BRECHA PIROCLÁSTICA</p>

b. Por composición

<p style="text-align: center;">VITROCLASTOS O FRAGMENTOS VÍTREOS</p> 	<p>Fragmentos de vidrio volcánico. Son los más distintivos de las rocas piroclásticas. Comprenden a las trizas vítreas, que representan los tabiques de las burbujas de gas del magma ya fragmentado, y a las pómez o fragmentos pumíceos, que son fragmentos mayores de vidrio con abundantes vesículas (tabulares, esféricas).</p>
<p style="text-align: center;">CRISTALOCLASTOS O FRAGMENTOS CRISTALINOS</p> 	<p>Fragmentos de cristales formados en el magma previamente a la fragmentación. Pueden estar libres en la roca o contenidos en un fragmento pumíceo. Es común que se encuentren fracturados.</p>
<p style="text-align: center;">LITOCLASTOS O FRAGMENTOS LÍTICOS</p> 	<p>Fragmentos de rocas (volcánicas, plutónicas, sedimentarias, metamórficas), propios de la cámara magmática (cognatos) o de erupciones previas (accidentales).</p>

c. Por origen

JUVENIL	Fragmentos derivados del magma propio de la erupción
ACCESORIO	Material volcánico asociado a erupciones previas.
ACCIDENTAL	Material no volcánico incorporado durante la erupción.

Ignimbrita: roca piroclástica formada por la depositación de un flujo piroclástico (o corriente de densidad piroclástica) pumíceo. Su composición es intermedia a ácida.

Escoria: el término escoria se utiliza para referirse a las “pómez” de magmas de composición basáltica a intermedia (según McPhie, 1993). Es una roca piroclástica vítrea y muy vesiculada formada por erupciones explosivas a partir de magmas basálticos-andesítico basálticos.

2.2.2. Texturas

– Soldamiento:

El soldamiento es un fenómeno de consolidación de los vitroclastos a partir de su amalgamamiento por su alta temperatura luego de la depositación del material piroclástico. Durante este proceso de soldamiento, las trizas vítreas y las pómez se deforman dúctilmente. Se caracteriza al grado y tipo de soldamiento de la roca piroclástica de acuerdo al grado de deformación de los vitroclastos presentes.

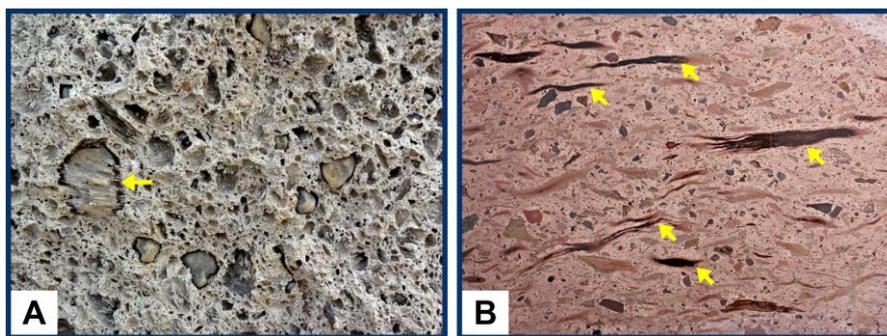


Figura 2.23. Ejemplos de rocas piroclásticas no soldada (A), con fragmentos de pómez que conservan su morfología (flecha), y soldada (B), donde se observan abundantes fiammes (flechas).

- Roca poco soldada: los vitroclastos no están deformados.
- Roca moderadamente soldada: se observa una leve deformación de las trizas vítreas hasta cierto ensamble entre ellas.
- Roca soldada: Roca extremadamente soldada: la textura se denomina **eutaxítica**, la que resulta de la distribución ordenada de los vitroclastos por acción de la deformación de los mismos ante la alta temperatura (> 550°C). Se asemeja a una textura fluidal y suele formar bandeados que difieren en su color y cristalinidad. las trizas vítreas se encuentran muy

deformadas y fuertemente ensambladas entre sí. La pómez intensamente deformada se denomina **fiamme**. Los fiammes presentan formas alargadas o fusiformes elongadas en la dirección de flujo y sus extremos son generalmente irregulares.

2.2.3. Clasificación de las rocas

– Por composición de componentes

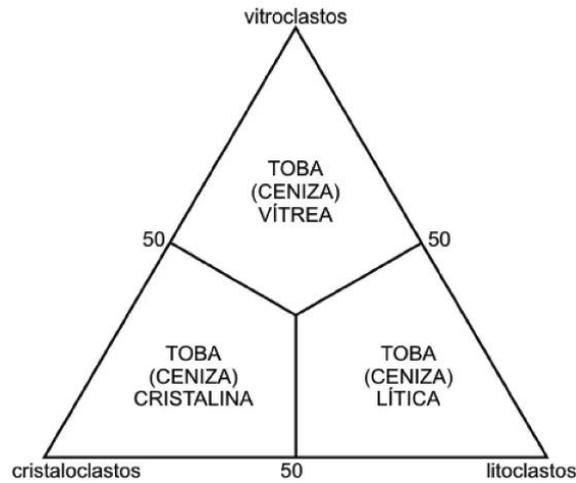


Figura 2.24. Diagrama ternario de clasificación de piroclastos y piroclastitas según la composición de sus componentes (IUGS, 1980).

– Por tamaño de grano

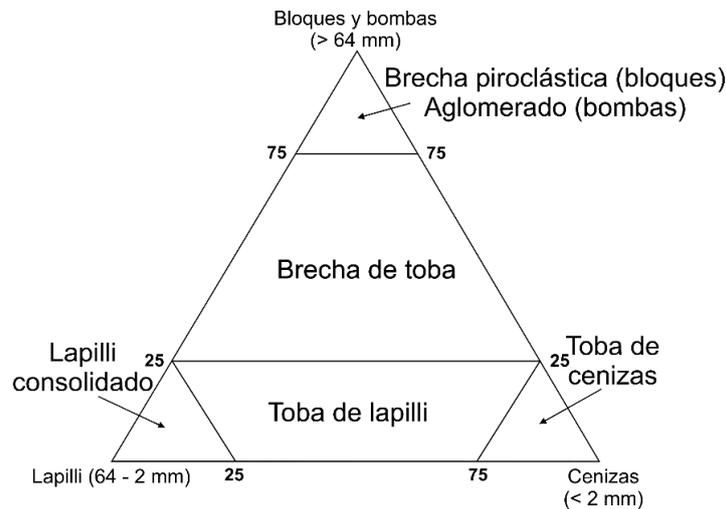


Figura 2.25. Diagrama ternario de clasificación de piroclastos y piroclastitas según la granulometría de los fragmentos (IUGS, 1980).

Glosario de nombres particulares

Tufita: roca volcanoclástica secundaria compuesta por material piroclástico retrabajado y por detritos sedimentarios epiclásticos.

Hialoclastita: roca piroclástica formada por erupciones freatomagmáticas que generalmente involucran magmas basálticos. Consiste en una brecha en la que los bloques de basalto están inmersos en una matriz vítrea.

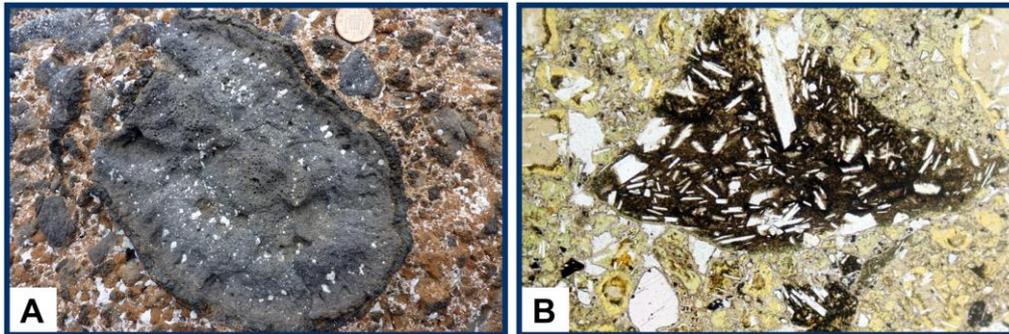


Figura 2.26. A) Afloramiento de hialoclastitas. B) Hialoclastitas en sección delgada.

Peperita: roca volcanoclástica formada por la interacción del magma con sedimentos húmedos, por lo que se encuentra constituida tanto por material juvenil como por fragmentos y matriz de origen sedimentario.



Figura 2.27. Ejemplo de un afloramiento con peperitas.

Lapilli acrecional: granos esféricos tamaño lapilli formados por la aglutinación de capas concéntricas de ceniza fina. Se forman por influencia de la presencia de agua en erupciones hidromagmáticas.

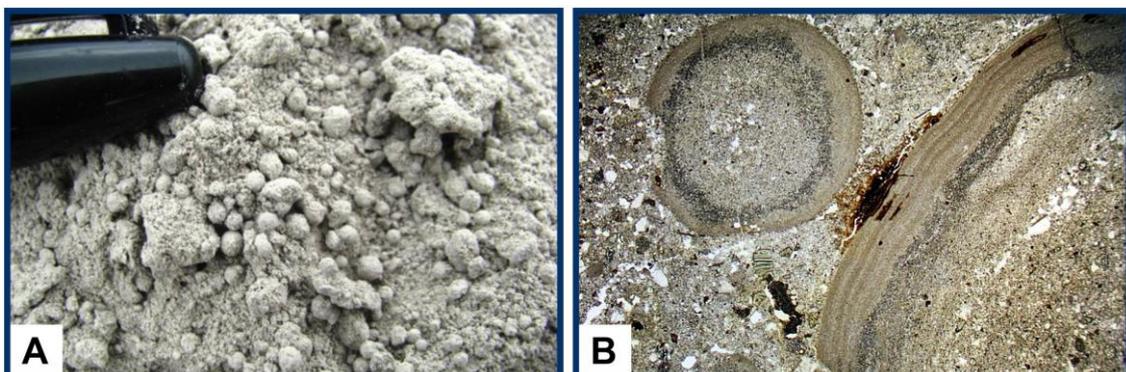


Figura 2.28. Ejemplo de lapilli acrecional en afloramiento (A) y en sección delgada (B).

Reticulita: vitroclastos basálticos de muy elevada vesiculación (>95 %).

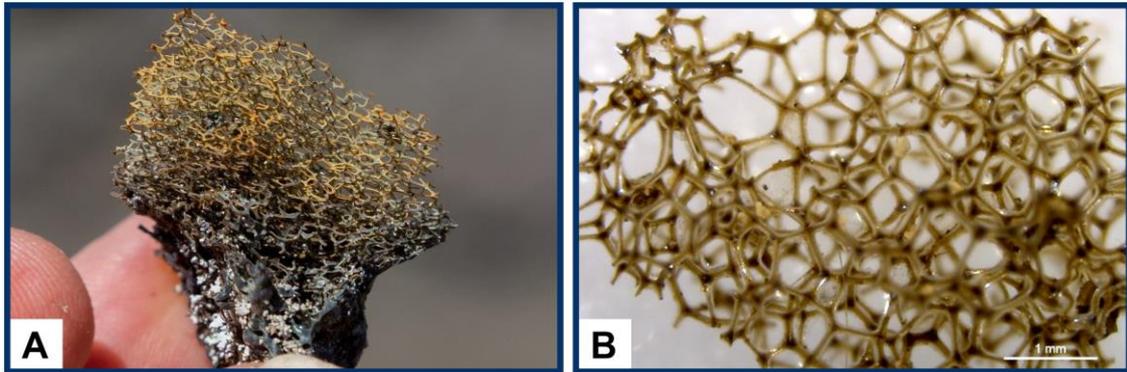


Figura 2.29. Ejemplo de una muestra de reticulita (A) y detalle de su estructura (B).

Cabellos o lágrimas de Pelée: vitroclastos basálticos, de pequeñas dimensiones, que poseen formas variadas que indican enfriamiento rápido de un material caliente y con comportamiento dúctil.



Figura 2.30. Ejemplos de cabellos de Pelée (A) y lágrimas de Pelée (B).

2.3. Ambientes volcánicos

2.3.1. Edificios volcánicos

Los volcanes pueden clasificarse de acuerdo a:

- Sus características geomorfológicas:

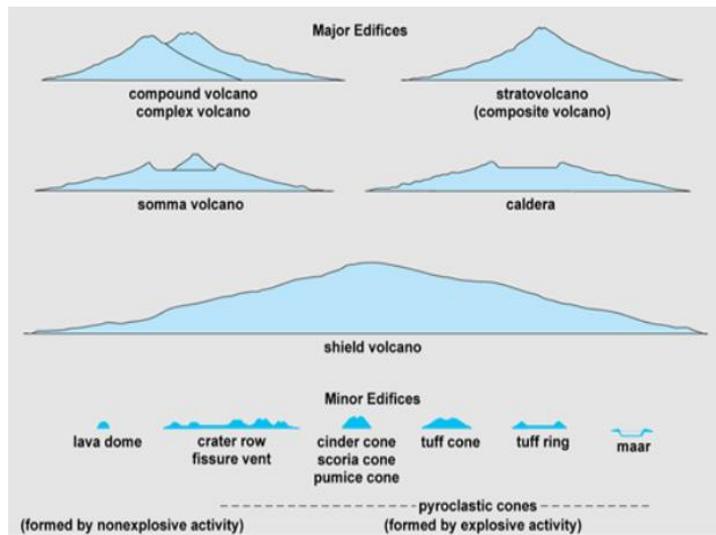


Figura 2.31. Clasificación de volcanes según la morfología de su estructura de formación.

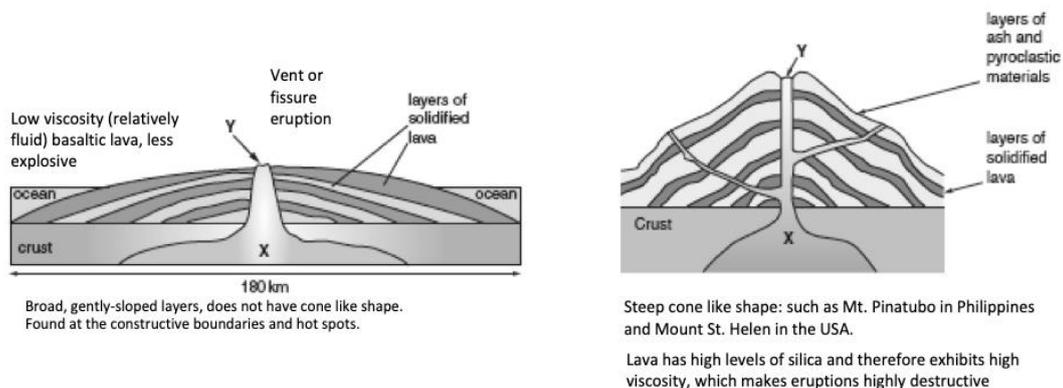


Figura 2.32. Comparación entre un volcán de escudo y un volcán estratovolcán.

- La historia eruptiva de un centro volcánico:

Monogenético: el volcán se construye por un único evento eruptivo, es decir, hace erupción una única vez. Tiene una historia eruptiva corta y en general generan un volumen pequeño de productos volcánicos. La mayoría de los conos de escoria, anillos de toba y maares son volcanes monogenéticos.

De los sistemas monogenéticos, cuál se forme depende de las condiciones ambientales en las que ocurre la erupción, más específicamente, se relaciona a la presencia o no de agua superficial o subsuperficial, y, de estar presente, al volumen relativo agua:magma.

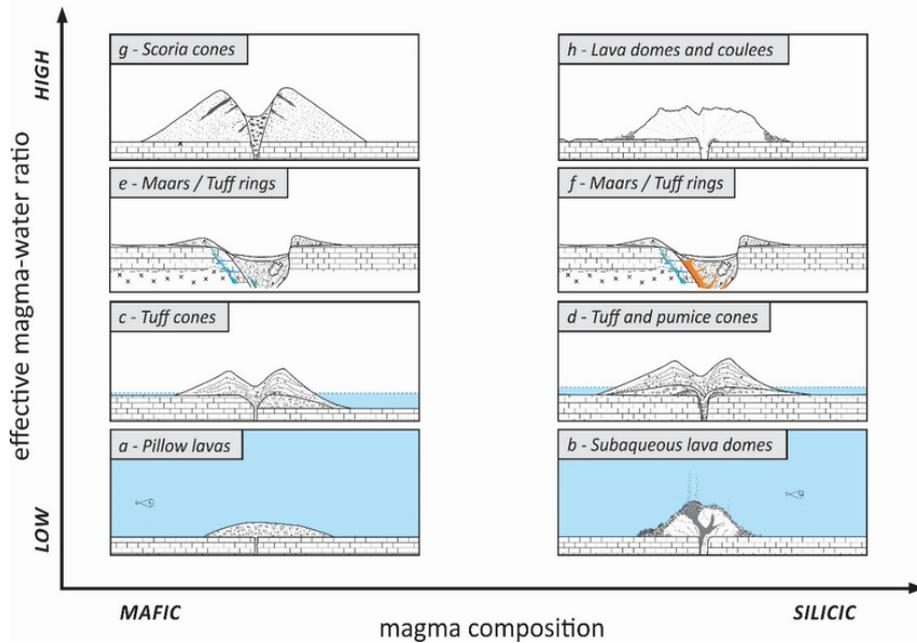


Figura 2.33. Edificios volcánicos de bajo volumen originados a partir de magmas silícicos y máficos en función de la relación agua:magma (Németh y Kósik, 2020).

Poligenético: la historia eruptiva del centro volcánico se caracteriza por múltiples eventos de actividad, generalmente discontinuos en el tiempo. Los volcanes compuestos, las calderas y los volcanes en escudo son volcanes poligenéticos.

2.3.2. Lavas

Las lavas son magmas eruptados que no han sido fragmentados. Corresponden a flujos coherentes formados por cristales, fundido y burbujas de gas. Su temperatura está en el rango de los 800-1200 °C. Las lavas pierden calor y se enfrían y solidifican a medida que avanzan movidas por la gravedad. Se forma una costra en la superficie en contacto con el suelo y la atmósfera, mientras en el interior, el magma conserva las altas temperaturas y fluye fracturando las paredes del frente de la colada, deslizándose sobre sus propios bloques.

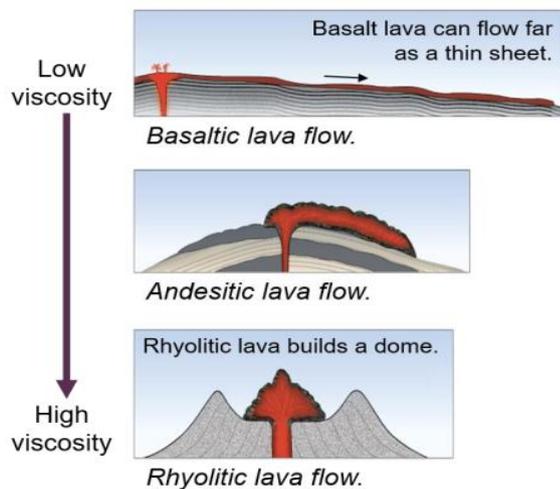


Figura 2.34. Morfología de edificios volcánicos originados por flujos de lava de distintas composiciones.

En el campo, las lavas pueden clasificarse de acuerdo a su apariencia como lavas *pahoehoe*, *aa* y en bloque. Las dos primeras son lavas típicas de magmas con menos de un 55 % de SiO_2 , mientras que las lavas en bloque son típicas de magmas más ricos en sílice (andesíticos y dacíticos). Los domos se forman ya en casos donde el magma tiene una muy elevada viscosidad, tal que se resulta inhibido el flujo.

- Diaclasas columnares: son fracturas que se generan por contracción térmica durante el enfriamiento de la lava. Se distribuyen en forma regular. Las diaclasas se nuclean en puntos equidistantes en los márgenes superiores e inferiores de un cuerpo de lava tabular que se enfría uniformemente. Son mucho más comunes en lavas basálticas, pero también se observan en otras composiciones.

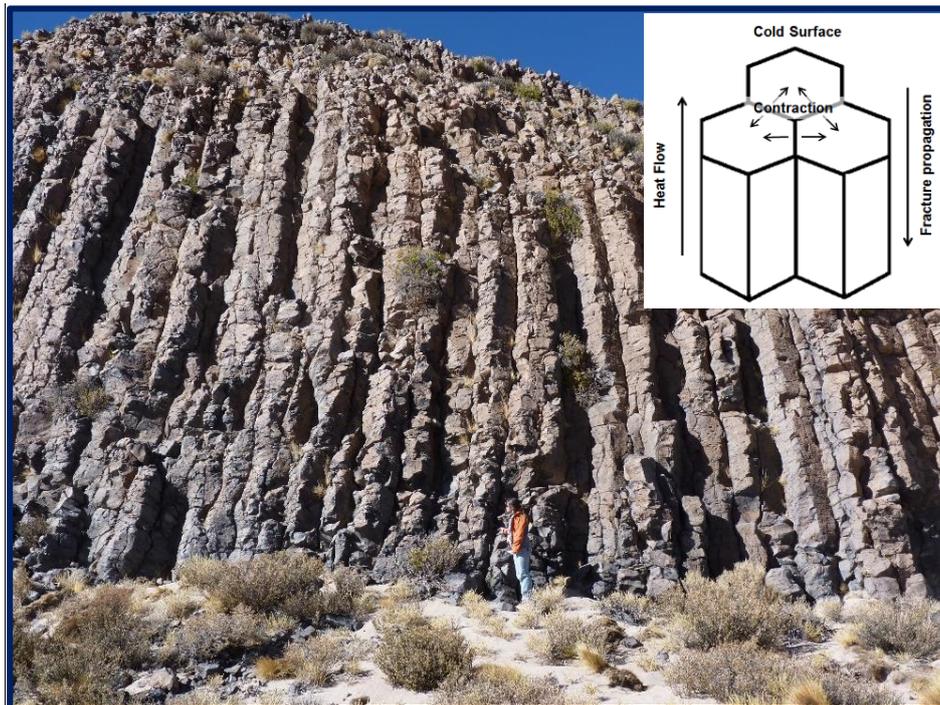


Figura 2.35. Afloramiento y figura esquemática de lavas basálticas con desarrollo de diaclasas columnares.

COLADAS DE LAVAS BASÁLTICAS

- Lavas *pahoehoe*: Son flujos que se desplazan muy lentamente por lo que presentan superficies suaves y normalmente continuas. El flujo se divide en varias lenguas que se entremezclan y superponen. Así, la superficie de una colada de lava *pahoehoe* se caracteriza por la presencia de una textura cordada (aspecto de cuerdas) y de abovedamientos, llamados túmulos, normalmente formados ante la presencia de obstáculos en el trayecto del flujo lávico. Pueden alcanzar decenas de kilómetros de extensión.



Figura 2.36. Ejemplos de afloramientos de lavas basálticas pahoehoe.

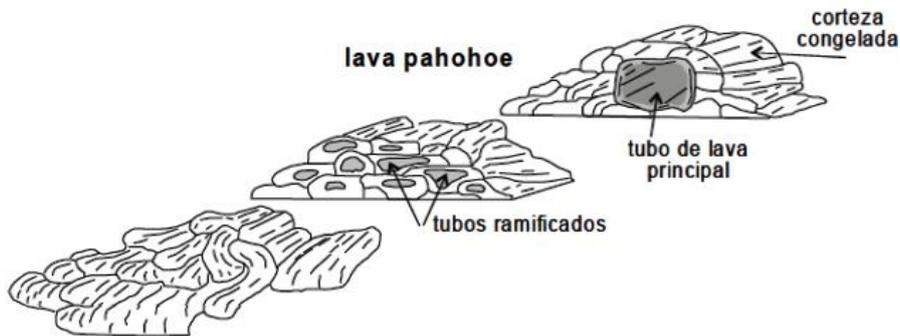


Figura 2.37. Esquema de flujo de lavas pahoehoe fluyendo en forma de tubos ramificados bajo una corteza solidificada previamente (Llambías, 2001).

- Lavas *aa*: superficies muy irregulares, fracturadas y normalmente cubiertas por pequeños fragmentos (cm a dm) de gran angulosidad (“espinosos y contorsionados”). Alcanzan decenas de km de extensión.

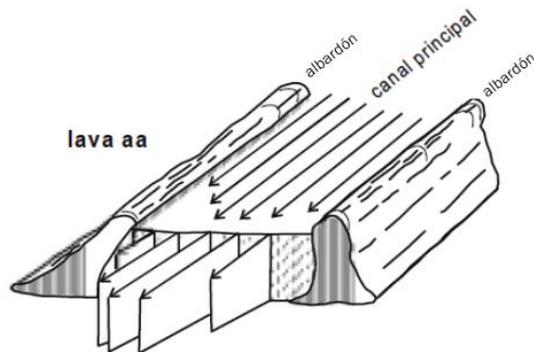


Figura 2.38. A la izquierda, afloramiento de lavas aa. A la derecha, esquema de flujo de lavas aa a través de un canal abierto con albardones a sus costados (Llambías, 2001).

- Lavas almohadilladas (*pillow lavas*): son lavas basálticas generadas en condiciones subacuáticas. Sus características se deben al rápido enfriamiento al entrar el magma de baja viscosidad en contacto con agua. Forman apilamientos de lóbulos interconectados y

elongados que son circulares a elípticos en sección transversal. Se caracterizan por su base plana y su contorno superior convexo hacia arriba.

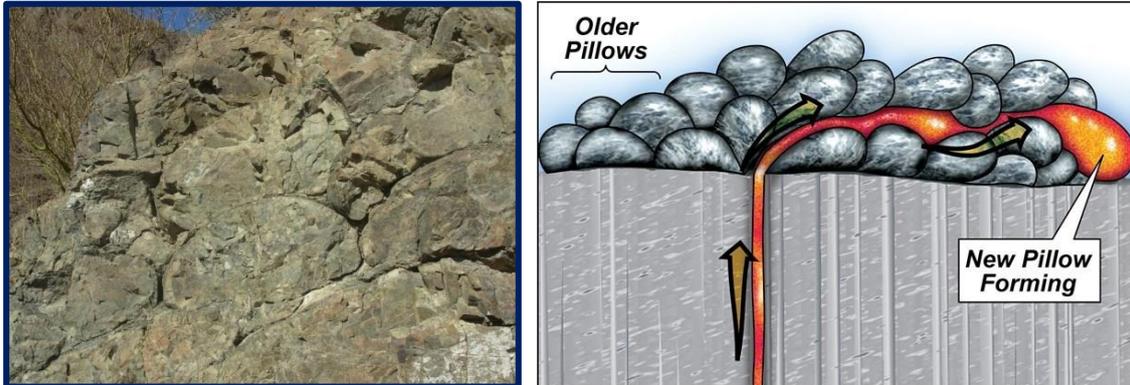


Figura 2.39. A la izquierda, afloramiento de lavas almohadilladas. A la derecha, esquema de flujo de lavas almohadilladas en un ambiente subacuático.

COLADAS DE LAVAS INTERMEDIAS

- Lavas en bloque: presentan superficies irregulares cubiertas por bloques (dm a m) angulosos y de caras planas y suaves. Alcanzan menos de 10 km de extensión.

Tanto las lavas aa como las lavas en bloque, se desplazan como una unidad a partir de un canal central con márgenes fríos solidificados en cada lateral. El margen frontal es más frío, por lo que el frente de la colada se desacelera y aumenta su espesor respecto del resto del flujo.

Autobrecha: los bordes de la lava se encuentran más fríos que el interior de la colada y, por ello, forman una capa rígida que durante el avance de la colada se rompe formando una brecha, denominada autobrecha. Este material se incorpora al resto de la lava. El perfil tipo de una colada de lava consta entonces de una parte central de textura coherente y autobrechas en el techo y en el piso de la unidad. La autobrecha es un agregado clasto soportado, monomítico, mal seleccionado formado por bloques o clastos de lava de distintas formas.

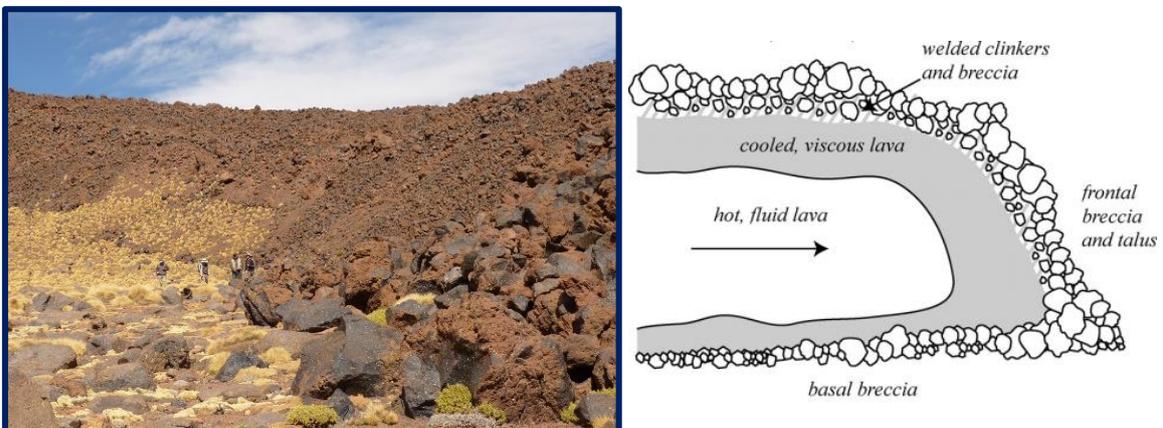


Figura 2.40. A la izquierda, afloramiento de autobrechas. A la derecha, estructura y zonación termal esquemática en flujos de lava aa blocosa (Suh et al., 2010).

LAVAS DE ALTA SÍLICE

- *Coulées*

Las lavas de magmas de composiciones muy ricas en sílice (dacíticas, riolíticas, traquíticas) forman coladas cortas caracterizadas por la presencia de abundantes crestas de presión y albardones (laterales y en el frente de la colada).



Figura 2.41. Vista satelital de coulées.

- Domos

Los domos se forman por la extrusión de magmas muy viscosos y su acumulación en el conducto volcánico. Presentan diámetros de pocos metros a kilométricos y su altura puede ser de pocos metros a un kilómetro. Su forma en planta varía de circular, elíptica o irregular. Crecen en forma continua y estable o pulsátil, por acumulación desde el techo por apilamiento de lava (domo exógeno) o desde adentro, abovedándose (domo endógeno). Se clasifican de acuerdo a su morfología, textura de superficie y estilo eruptivo. En general, la superficie está compuesta por bloques angulosos y filosos separados por fracturas profundas. Los bloques varían de tamaño.

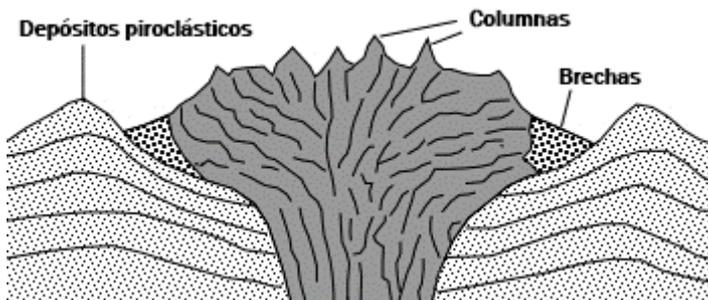


Figura 2.42. Sección esquemática de un domo volcánico.

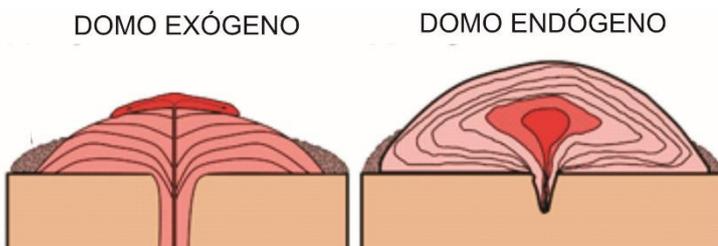


Figura 2.43. Esquema de los diferentes tipos de domos.



Figura 2.44. Vistas satelitales de un domo volcánico.

2.3.3. Depósitos volcanoclásticos piroclásticos

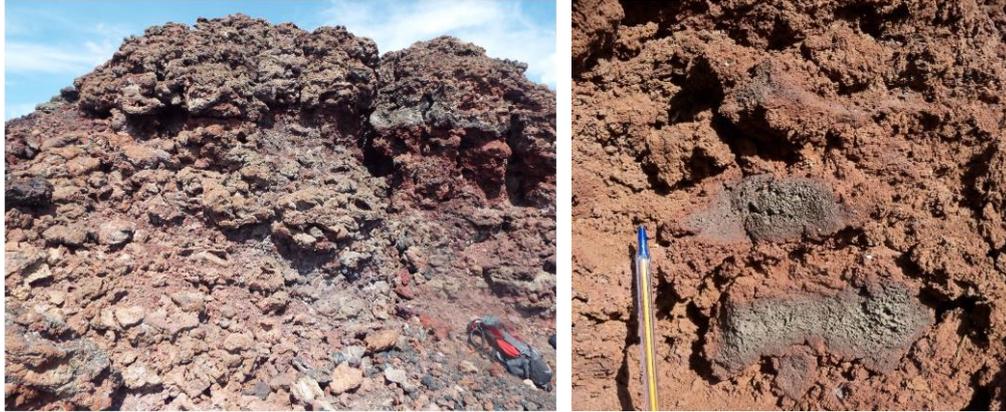
DEPÓSITO	ORIGEN	CARACTERÍSTICAS DE CAMPO
DEPÓSITO DE CAÍDA	Por distribución lateral de las partículas por eyección (bloques y bombas) desde el cráter o por transporte de la pluma eruptiva por el viento (lapilli y cenizas).	<ul style="list-style-type: none"> ✓ depósito en forma de manto con espesor continuo ✓ textura clasto sostén ✓ gradación normal o inversa ✓ menor espesor y granulometría con la distancia al centro.
DEPÓSITOS DE CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS	Se forman por corrientes turbulentas que se desplazan a altas velocidades (200-500 m/s). Estas corrientes se generan por a) colapso de la columna eruptiva, por fontanas piroclásticas o por explosión lateral del cono, b) colapso de domos y lavas dómicas, c) por vaporización de agua en una erupción hidromagmática.	<p>a) ignimbritas: depósito generalmente masivo, matriz sostén, mal seleccionado, con pómez.</p> <p>b) depósitos de bloques y ceniza: aglomerados o brechas monomícticas, clasto o matriz soportadas, y de mala selección.</p> <p>c) corrientes diluidas u oleadas piroclásticas: depósitos de ceniza a lapilli, de moderada a buena selección, clasto soportados, con estratificación por flujo (laminación horizontal, laminación entrecruzada, ondulítica, planar o en artesa, dunas, antiduna, con abundantes variaciones laterales y verticales, de pocos kilómetros de extensión.</p>

FOTOS DE CAMPO DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

✓ DEPÓSITOS DE CAÍDA



Depósitos de *spatter* (salpicadura): depósito de caída de partículas a alta temperatura. Típico de centros volcánicos monogenéticos asociados a la erupción de magmas basálticos.



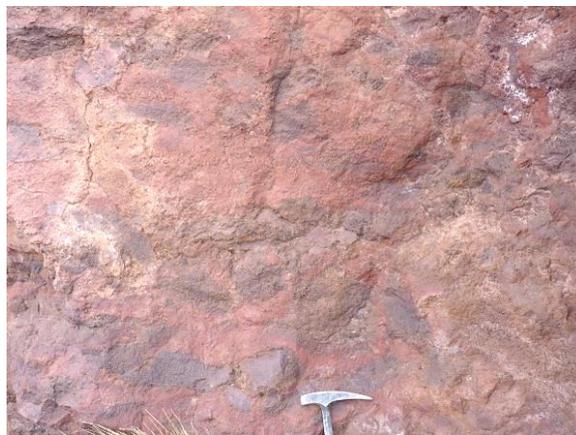
✓ DEPÓSITOS DE CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS – DENSOS (IGNIMBRITAS)

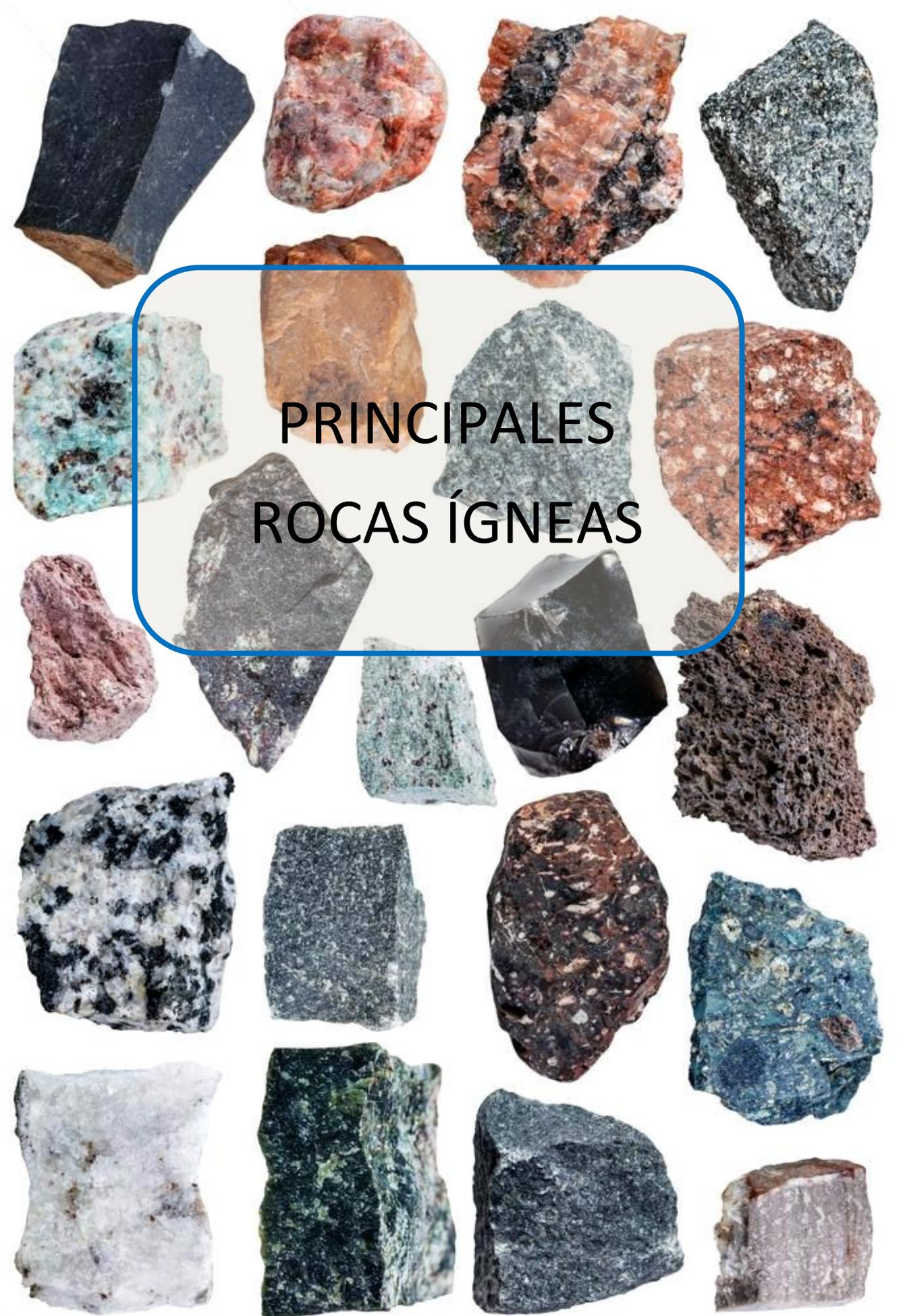


- ✓ DEPÓSITOS DE CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS – DILUIDOS (OLEADAS)



- ✓ LAVAS CLASTOGÉNICAS: Coladas generadas por la fluencia por inestabilidad gravitacional de un depósito piroclástico caliente (de un depósito de *spatter*). Típico de sistemas basálticos a andesíticos. Se diferencian de una lava coherente porque están constituidas por abundantes bombas de aspecto fluidal inmersas en una matriz de piroclastos tamaño lapilli aglutinados.





**PRINCIPALES
ROCAS ÍGNEAS**

ROCAS ULTRAMÁFICAS

El manto superior se encuentra formado esencialmente por rocas peridotíticas (ol + cpx + opx ± fase con aluminio). En particular, la harzburgita (ol + opx) es una composición típica de un manto metasomatizado (*metasomatismo*: modificación de la composición química de una roca por la acción de fluidos).

Las rocas ultramáficas también se originan por diferentes procesos de acumulación de cristales a medida que un magma basáltico cristaliza (cumulatos). Vía este proceso es común la formación de rocas formadas exclusivamente por un mineral, como son las dunitas (ol), las piroxenitas (px) y las anortositas (pl).

Tanto como provenientes de cumulatos de la corteza profunda como derivadas del manto superior, las rocas ultramáficas suelen ocurrir principalmente como inclusiones de roca en rocas basálticas. Estos fragmentos de roca extraños al magma que los hospeda, son denominados *xenolitos*.

Composición mineral

Las rocas ultramáficas se encuentran formadas especialmente por minerales máficos como el olivino, el ortopiroxeno, el clinopiroxeno y los anfíboles. Presentan escasa o nula participación de feldespatos. Como minerales menores pueden presentar espinelo, granate, plagioclasa cálcica y biotita o flogopita.

Texturas

Presentan texturas típicas de rocas cumulares, pero también pueden mostrar texturas metamórficas cuando su origen es muy profundo. Es muy frecuente observar la textura poiquilítica.

Composición química

Las rocas ultramáficas son rocas ultrabásicas que presentan muy bajo contenido de sílice (< 45%).

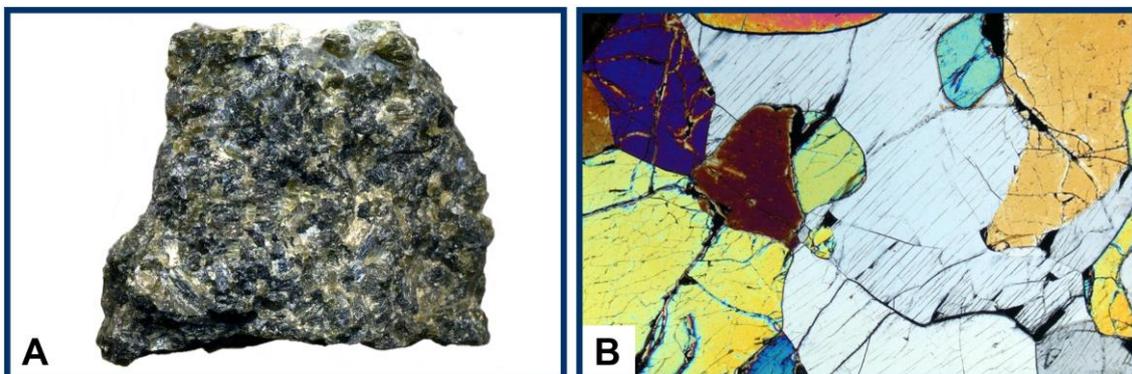


Figura 3.2. Harzburgita en muestra de mano (A) y en sección delgada a NX (B).

BASALTOS - GABROS

El **basalto** es la roca volcánica más común del planeta y ocurre en todos los ambientes tectónicos.

Se origina por el enfriamiento de la lava basáltica expulsada sobre la corteza terrestre en erupciones volcánicas continentales y submarinas. Se origina en las dorsales oceánicas siendo, de este modo, la roca más abundante que forma el fondo oceánico. En estos casos las lavas basálticas suelen formar estructuras almohadilladas conocidas como *pillow lavas* (en inglés).

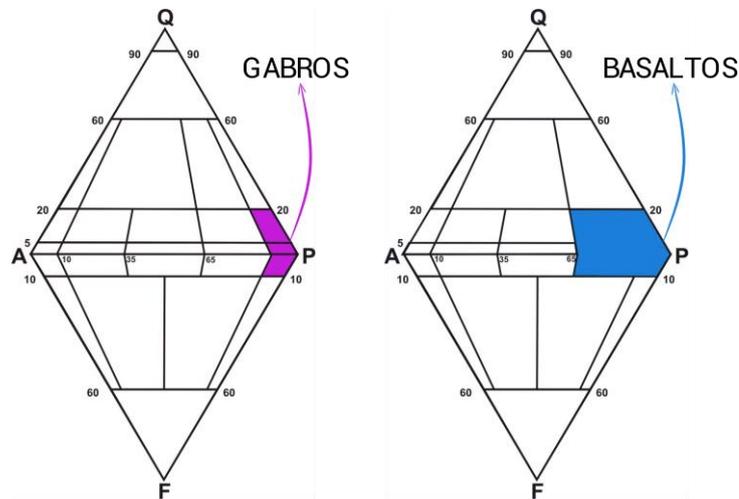
En superficie, las lavas basálticas se encuentran principalmente asociadas a erupciones de conos de escoria, volcanes en escudo o a erupciones fisurales y suelen formar coladas extensas (por su baja viscosidad) de tipo *pahoehoe* o *aa*.

Los magmas basálticos son el producto de la fusión parcial del manto terrestre y, por lo tanto, su petrografía y geoquímica aportan importante información sobre la composición y mineralogía del manto superior.

El **gabro** es un componente común de la litósfera oceánica (serie ofiolítica), donde ocurren como cuerpos masivos o estratificados. Constituyen las cámaras magmáticas que alimentaron las erupciones basálticas. En continente, se encuentra como cuerpos plutónicos formados en profundidad, asociados a la intrusión de magmas derivados del manto y emplazados en la corteza inferior o manto litosférico.

Las **diabasas** o **doleritas** son los equivalentes subvolcánicos (o hipabisales) de los basaltos. Forman diques y sills. Ocurren como intrusivos tanto en la corteza continental como en la corteza oceánica.

Clasificación de la IUGS – triángulo QAPF:



Composición mineral

Los basaltos y los gabros son rocas oscuras (con índice de color en el rango 35-65%) que están constituidas fundamentalmente por plagioclasa cálcica (An_{50}) y un elevado porcentaje de minerales máficos (> 40% de la roca), principalmente piroxenos y olivino, raramente anfíbol. Puede encontrarse cuarzo, pero sólo en muy baja proporción (< 20%). En las variantes alcalinas, es común observar nefelina y/o leucita, así como piroxenos alcalinos. Como minerales accesorios menores son comunes los óxidos de Fe y la apatita.

Se diferencian de las andesitas y las dioritas principalmente por su generalmente mayor índice de color (> 35), por la composición de la plagioclasa (en este caso más cálcica, An_{50}) y por la común ausencia de vidrio.

Texturas

- Gabro: roca holocristalina fanerítica granosa.
- Basalto: rocas generalmente finas, afíricas o porfíricas, con pastas de textura subofítica, intergranular, intersertal, pilotáxica y/o afieltrada.
- Diabasa o dolerita: es un basalto más grueso (transicional a gabro), textura ofítica.

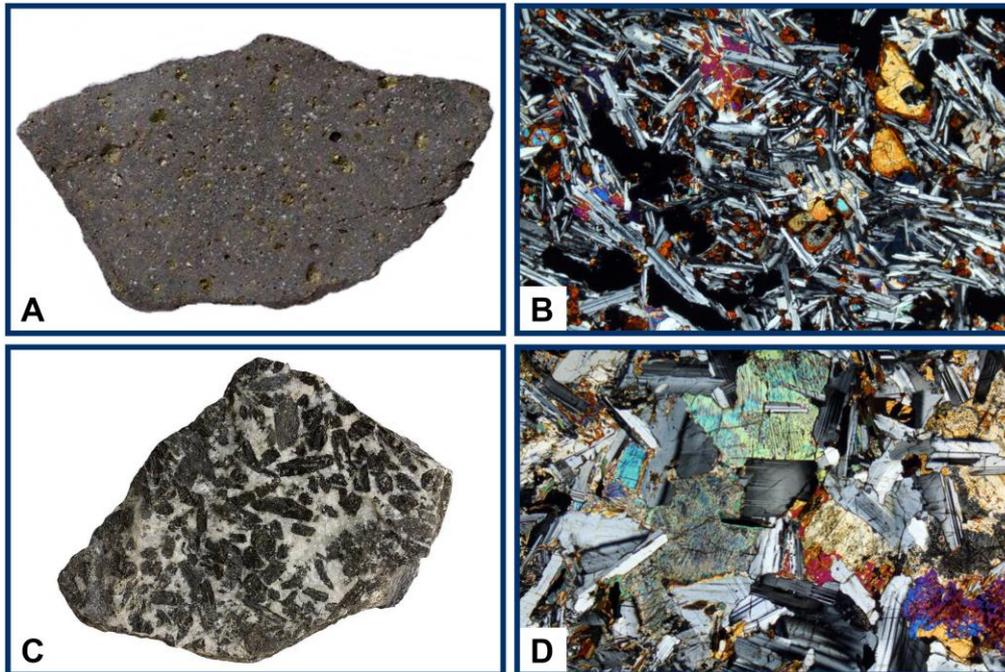


Figura 3.1. Basalto en muestra de mano (A) y en sección delgada a NX (B). Gabro en muestra de mano (C) y en sección delgada a NX (D).

Composición química

Los basaltos son rocas ígneas que poseen un contenido de SiO_2 en el rango de 45 a 52% en peso. Se encuentran enriquecidos en FeO y MgO.

Glosario de nombres particulares

Basanita: roca básica alcalina de textura porfírica, cuyos componentes minerales principales son el olivino y la augita. Puede tener nefelina y/o leucita.

Ankaramita: basanita de color oscuro formado por la acumulación casi exclusiva de grandes cristales de augita y olivino.

Hawaíta: traquibasalto principalmente constituido por augita-olivino.

Sideromelano: vidrio volcánico de composición basáltica.

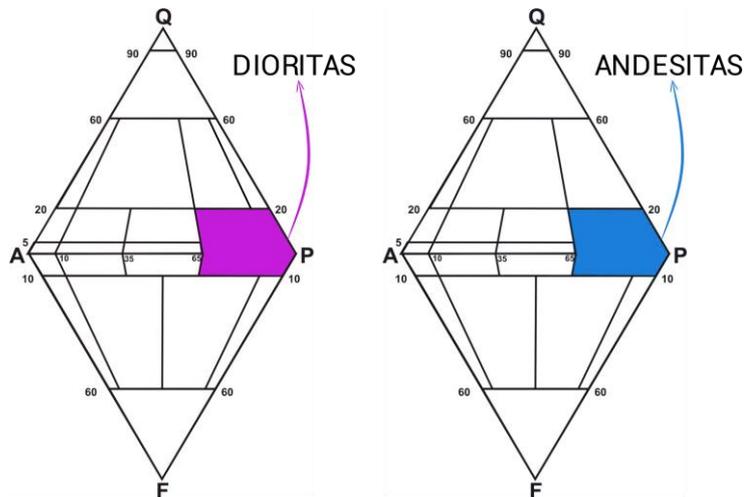
Palagonita: producto de la alteración química del vidrio basáltico. Es una mezcla de arcillas con zeolitas y óxidos de hierro hidratados.

ANDESITAS – DIORITAS

Las **andesitas** son rocas comunes de zonas de subducción por la erupción de volcanes de arco continental o de arcos de islas. Las lavas andesíticas presentan mayor viscosidad que las basálticas y constituyen típicamente coladas de bloques.

Las **dioritas** también se encuentran en estos ambientes y se generan debido al enfriamiento de magmas de composición intermedia debajo de la superficie. Andesitas y dioritas se vinculan en estos ambientes a numerosos tipos de depósitos minerales, especialmente de Cu y Au.

Clasificación de la IUGS – triángulo QAPF:



Composición mineral

Las andesitas y las dioritas son rocas de composición intermedia. Las andesitas (y dioritas) típicas están constituidas por plagioclasa (típicamente en el rango An_{40-50}) y hornblenda. Sin embargo, también pueden contener biotita, olivino y/o piroxenos. Puede encontrarse cuarzo, pero en muy baja proporción (< 20%). Como minerales accesorios pueden hallarse óxidos de Fe y Ti, circón, titanita y apatita.

Texturas

- Diorita: roca holocristalina fanerítica granosa.
- Andesita: roca porfírica frecuentemente con pastas de textura seriada (típica), intergranular, intersertal, pilotáxica, afieltrada.

En este tipo de rocas es muy común encontrar texturas de desequilibrio en los diferentes minerales, como son: cribados en bordes y núcleos, zonación inversa, zonación oscilatoria, coronas de reacción, xenocristales, bandeado.

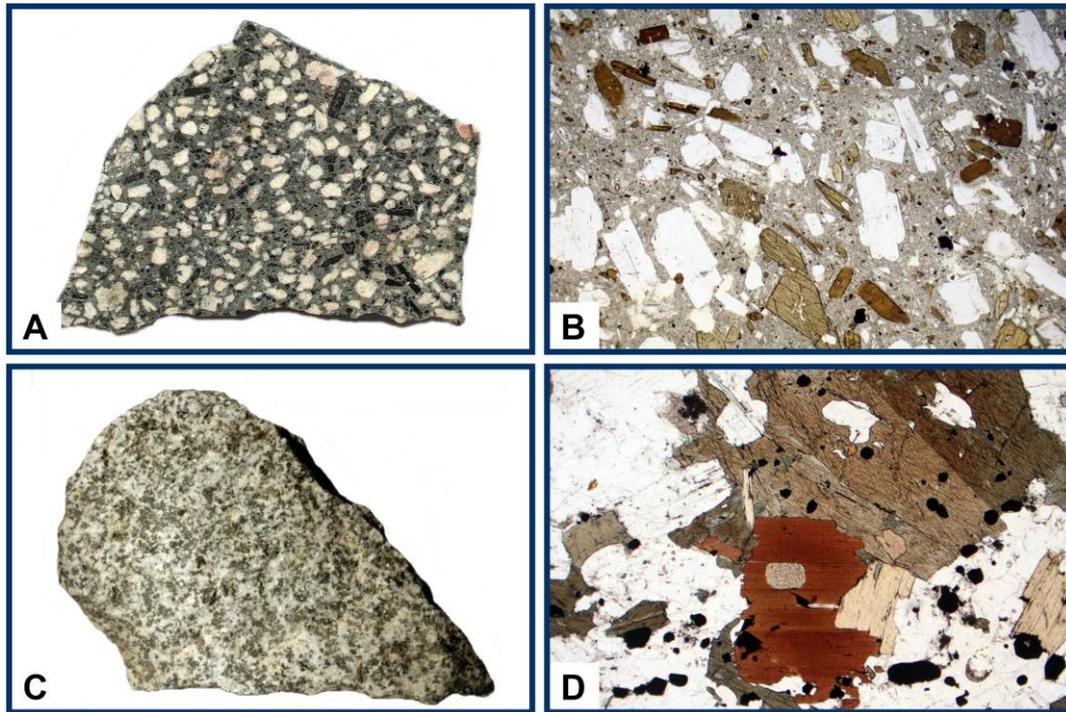


Figura 3.3. Andesita en muestra de mano (A) y en sección delgada a N// (B). Diorita en muestra de mano (C) y en sección delgada a N// (D).

Composición química

Las andesitas son rocas que poseen un contenido intermedio de SiO_2 , en el rango de 57 a 63% en peso.

Glosario de nombres particulares

Andesita basáltica: es una clasificación geoquímica. Son rocas que poseen un contenido de SiO_2 entre 52 y 57%. En general son rocas máficas que presentan características petrográficas más cercanas a los basaltos que a las andesitas.

DACITAS – TONALITAS - GRANODIORITAS

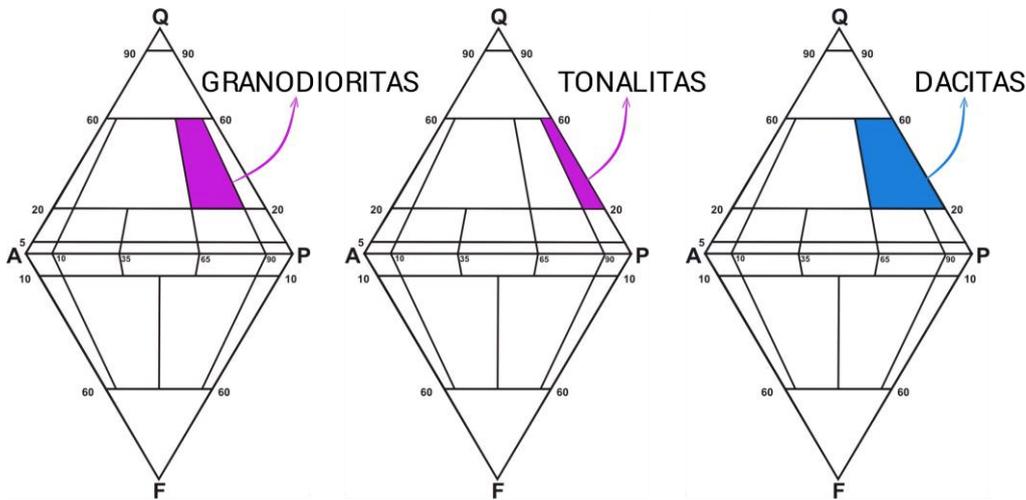
Las **dacitas** y **granodioritas** son rocas comunes de ambientes de arco donde ocurre la subducción de corteza oceánica debajo de corteza continental.

Las granodioritas son los granitoides más abundantes que forman la corteza continental superior. Forman cuerpos intrusivos tipo stocks o batolitos a gran profundidad y son expuestos por erosión y actividad tectónica.

Las tonalitas

Las lavas dacíticas forman comúnmente domos o coladas de poca extensión y gran espesor.

Clasificación de la IUGS – triángulo QAPF:



Composición mineral

Las dacitas y granodioritas son rocas moderadamente félsicas, constituidas por cuarzo (20 a 60%), plagioclasa (An_{40-50}) y minerales máficos, principalmente biotita. Sin embargo, anfíbol y/o piroxenos suelen estar presentes. Como minerales accesorios menores pueden contener óxidos de Fe y Ti, circón, titanita, cordierita, feldespato potásico, apatita y variedades de la SiO_2 de alta temperatura.

Las tonalitas son rocas félsicas compuestas por cuarzo, plagioclasa y biotita, mientras que el contenido de feldespato potásico, hornblenda y piroxenos es muy pequeño y como minerales accesorios.

La diferencia principal con las andesitas-dioritas es la *mayor participación* del cuarzo en la moda mineral.

La diferencia principal con las riolitas-granitos es la *menor proporción* de feldespato potásico en la moda mineral.

Texturas

- Tonalita: roca holocristalina fanerítica granosa.
- Granodiorita: roca holocristalina fanerítica granosa, de grano medio a grueso, usualmente hipidiomórfica. Son muy similares a los monzogranitos pero su índice de color suele ser superior.
- Dacita: roca porfírica con pastas de textura típicamente felsítica o vítrea. También intergranular, intersertal, pilotáxica y afieltrada.

Al igual que en las andesitas, en este tipo de rocas es muy común encontrar texturas de desequilibrio en los diferentes minerales, como son: cribados en bordes y núcleos, reabsorción de márgenes, zonación inversa, zonación oscilatoria, desmezcla, bordes de reacción, coronas de reacción.

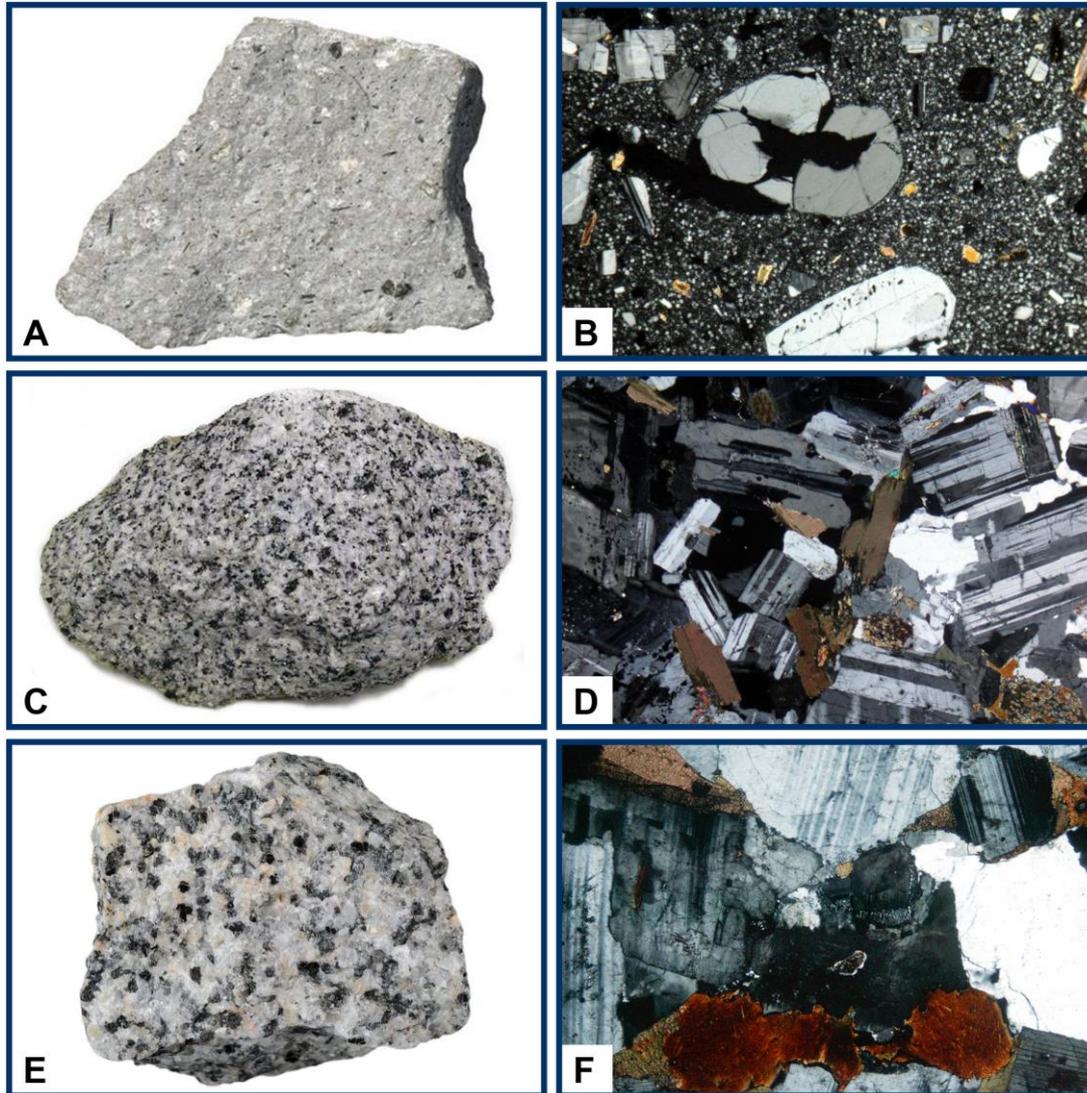


Figura 3.4. Dacita en muestra de mano (A) y en sección delgada a NX (B). Tonalita en muestra de mano (C) y en sección delgada a NX (D). Granodiorita en muestra de mano (E) y en sección delgada a NX (F).

Composición química

Las dacitas y tonalitas son rocas ígneas que poseen un contenido intermedio a alto de SiO_2 , superior al 63% en peso.

Glosario de nombres particulares

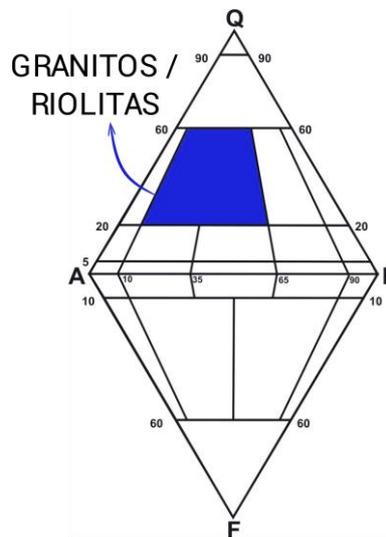
Trondhjemita: variedad leucocrática de la tonalita (índice de color < 10%).

RIOLITAS – GRANITOS

Los **granitos** son importantes constituyentes de la corteza continental. Se forman a partir del lento enfriamiento de magmas silíceos al estancarse en la corteza superior desarrollando generalmente grandes estructuras intrusivas llamadas batolitos. Son comunes de márgenes convergentes (ambientes de subducción de corteza oceánica y corteza continental y de corteza continental en corteza continental o también denominadas zonas de colisión).

Las **riolitas** se forman por un muy rápido enfriamiento de un magma rico en sílice al ser erupcionado en un ambiente superficial dando lugar a lavas de variada viscosidad (dependiendo del contenido de volátiles) o domos.

Clasificación de la IUGS – triángulo QAPF:



Los granitoides se subdividen en función de la proporción relativa de feldespato alcalino a plagioclasa en monzogranitos (65-35 % de feldespato alcalino), sienogranitos (90-65 % de feldespato alcalino) y granitos alcalinos (> 90% de feldespato alcalino). Alrededor del 70% de los granitos son monzogranitos.

Composición mineral

Las riolitas y los granitos son rocas muy ricas en sílice y mayormente félsicas.

Los granitos un contenido más elevado de cuarzo que las rocas previamente estudiadas. El cuarzo coexiste con plagioclasa sódica (An_{10-50}) y feldespato potásico (ortosa o microclino en la variedad plutónica). Como minerales máficos pueden observarse biotita y anfíbol, con piroxenos muy subordinados. Los minerales accesorios menores consisten en óxidos de Fe y Ti, muscovita, circón, titanita, apatita, variedades de la SiO_2 de alta temperatura, topacio, corindón, turmalina, cordierita y granate.

Las riolitas presentan feldespato potásico (sanidina) y cuarzo, con una menor cantidad de minerales máficos y de polimorfos de la sílice.

Texturas

- a. Granito: roca holocristalina fanerítica, granosa con tamaños de grano medio a grueso.

- b. **Riolita**: roca afanítica (de grano fino), generalmente porfírica con pastas de textura felsítica muy fina o vítrea. Presentan poco porcentaje de cristales.

En los granitos son típicas las microtexturas de desmezcla (pertitas, mirmequitas, texturas gráficas).

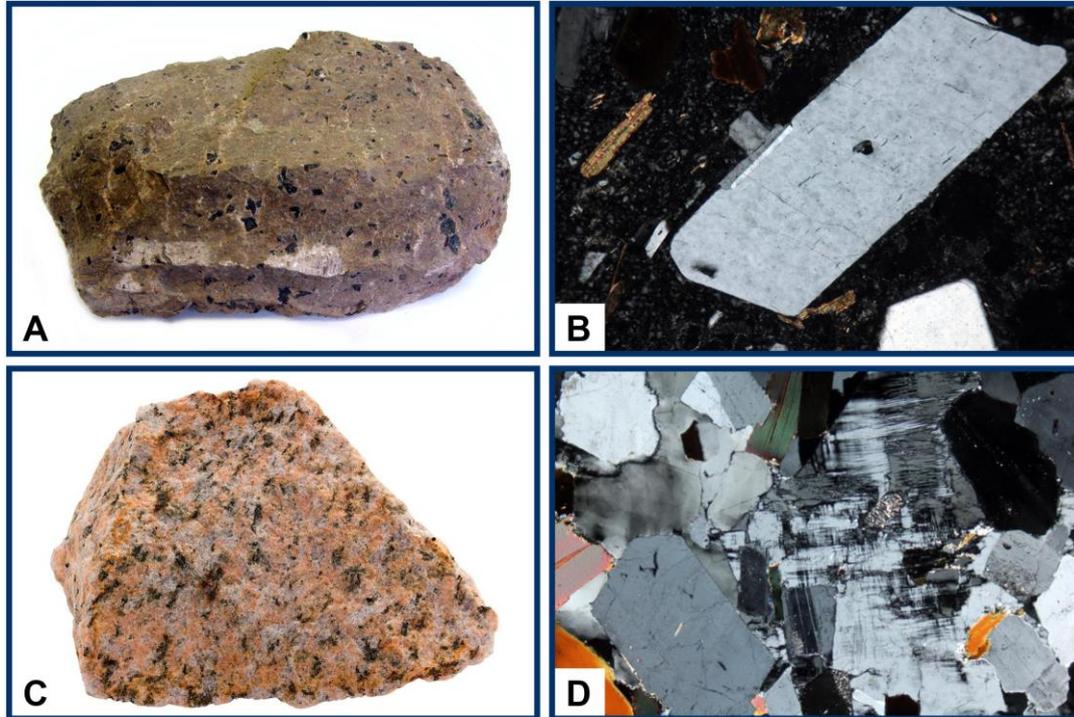


Figura 3.5. Riolita en muestra de mano (A) y en sección delgada a NX (B). Granito en muestra de mano (C) y en sección delgada a NX (D).

Composición química

Son rocas ígneas con un muy elevado contenido de SiO_2 , superior a 69% en peso.

Glosario de nombres particulares

Plagiogranito: roca fanerítica o granofírica compuesta por plagioclasa sódica y menor porcentaje de cuarzo y minerales máficos.

Leucogranito: son rocas graníticas leucocráticas por la ausencia o escasez de minerales máficos. Suelen contener granate como mineral accesorio.

Pórfito/pórfido: una roca afanítica a finamente fanerítica con textura porfírica y abundantes fenocristales que ocurre como un cuerpo intrusivo o Plutón. Su composición puede ser variada, de diorítico a granítico.

Aplita: variedad leucocrática del granito en la cual la textura es aplítica (textura fanerítica de grano fino y equigranular). Típicamente ocurre como diques en granitos y/o pegmatitas.

Granófiros: rocas graníticas con textura gráfica.

Granito rapakivi: roca granítica con abundantes feldespatos potásicos con textura rapakivi.

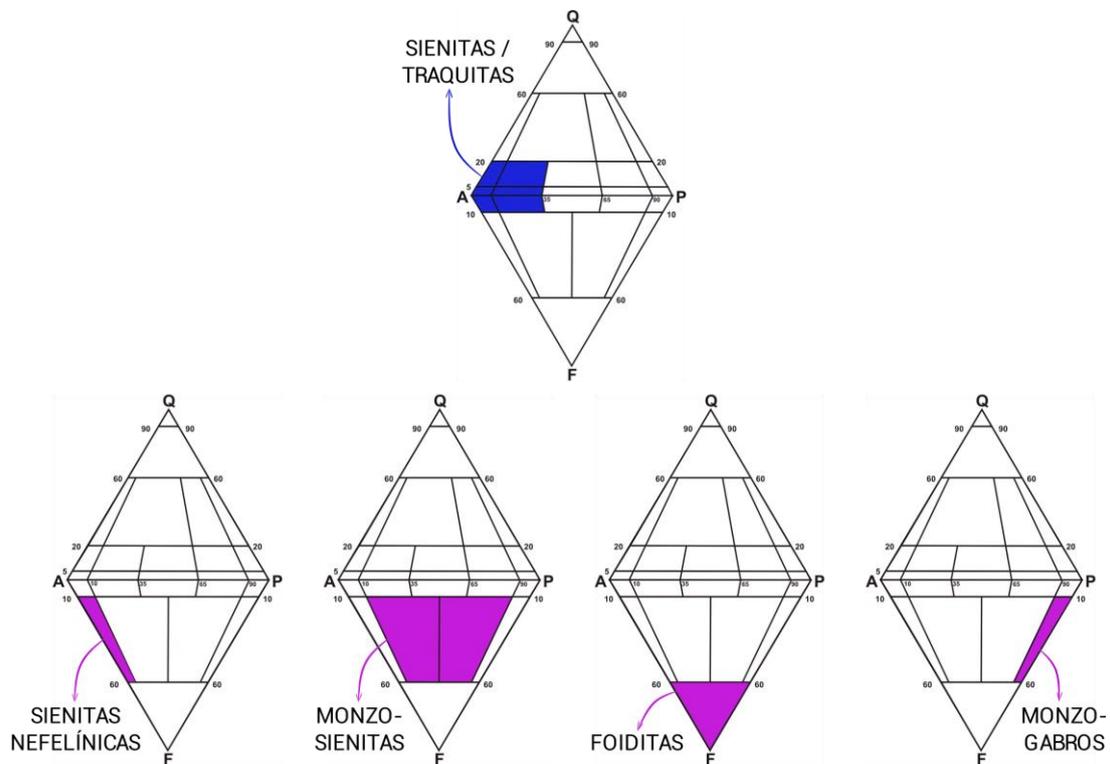
Obsidiana: vidrio volcánico de composición silícica. Es una roca usualmente oscura, traslúcida, masiva y libre de cristales.

ROCAS ALCALINAS

Traquitas – Sienitas – Rocas foidicas

Las **rocas alcalinas** se definen por su gran contenido de feldespatos alcalinos y/o feldespatoides. Son rocas que se encuentran en ambientes de islas oceánicas, pero son integrantes comunes de las series bimodales de rocas asociadas al magmatismo de ambientes anorogénicos (intraplaca y *rift* intracontinental). También pueden encontrarse en márgenes continentales activos, principalmente asociados a episodios de extensión (por ej., magmatismo de intra-arco). En general los magmas alcalinos forman pequeños cuerpos intrusivos (stocks, filones, diques). Cuando son extruidos en erupciones volcánicas constituyen frecuentemente domos, pero pueden dar lugar a coladas de gran extensión cuando presentan una muy elevada alcalinidad que les otorga mayor gran fluidez.

Clasificación de la IUGS según contenido de minerales formadores



Composición mineral

Las rocas alcalinas como las traquitas (volcánicas) y las sienitas (plutónicas) son mayormente leucocráticas dado su enriquecimiento en feldespatos alcalinos (ortosa y microclino en las sienitas y sanidina y/o anortoclasa en las traquitas). La plagioclasa es muy escasa y cuando está presente es albita u oligoclasa sódica. Como minerales máficos puede observarse biotita, anfíboles alcalinos (arfvedsonita, riebeckita, kaersutita) y piroxenos alcalinos (egirina, augita titanífera). Pueden contener porcentajes menores de cuarzo o feldespatoides. Los minerales accesorios menores consisten en óxidos de Fe y Ti, circón, titanita, apatita, fluorita, allanita.

Las rocas foidicas son, como su nombre lo indica, rocas ricas en feldespatoides (nefelina, leucita, etc.). También pueden contener feldespatos alcalinos, plagioclasa sódica, biotita, anfíboles alcalinos, piroxenos alcalinos y olivino. Los minerales accesorios menores consisten en óxidos ricos en Ti, titanita, calcita, circón, apatita y fluorita.

Texturas

- Sienita: roca fanerítica granosa, de grano grueso agpaítica. Los feldespatos potásicos presentan frecuentemente el desarrollo de perfitas. También es común la textura rapakivi en feldespatos.
- Traquita: roca porfírica con pastas de textura traquítica, vítrea.
- Foiditas: rocas afíricas con pastas de textura seriada, subofítica, traquítica. No es frecuente la presencia de vidrio.

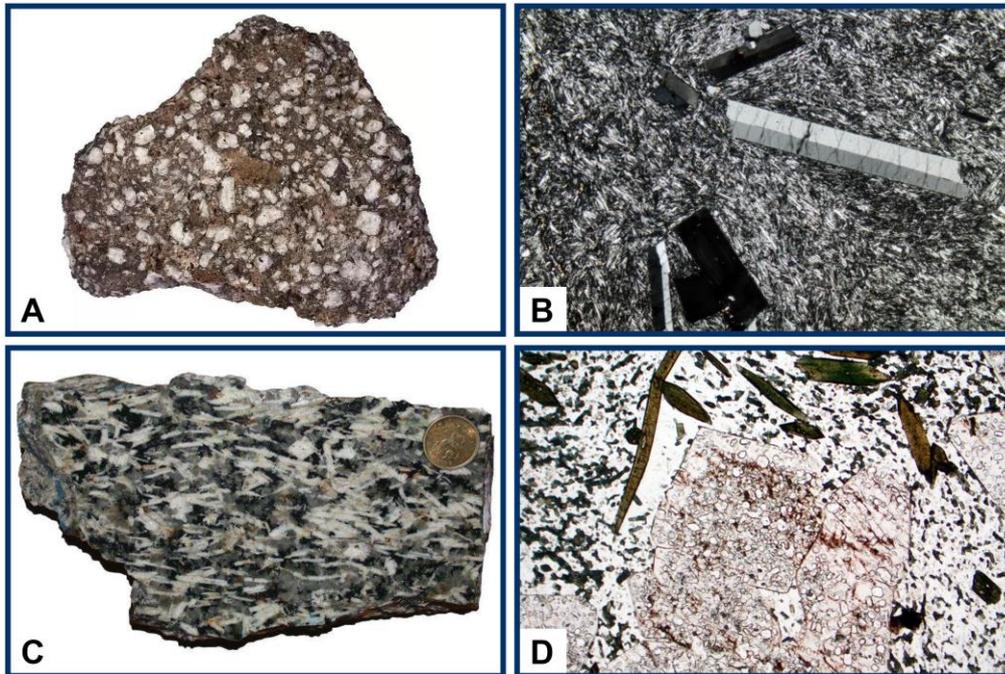


Figura 3.6. Traquita en muestra de mano (A) y en sección delgada a NX (B). Sienita nefelínica en muestra de mano (C) y en sección delgada a N// (D).

Composición química

Estas son rocas ígneas con un intermedio a elevado contenido de SiO_2 , entre 60 y 69% en peso. Se destacan por su alto contenido de álcalis [$> 6\%$ de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)].

Glosario de nombres particulares

Mugearita-benmoreíta: rocas alcalinas con $[\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}]$ que clasifican geoquímicamente como traquiandesita basáltica – traquiadesita, respectivamente.

Shoshonita-latita: rocas alcalinas con $[\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \leq \text{K}_2\text{O}]$ que clasifican geoquímicamente como traquiandesita basáltica – traquiadesita, respectivamente.

Carbonatita: roca ígnea (intrusiva o extrusiva) compuesta esencialmente por carbonatos ($>50\%$).

Comendita: riolita peralcalina que contiene $\text{A}_2\text{O}_3 > 1.33\%$; $\text{FeO} + 4.4\%$.

Pantelerita: roca peralcalina que contiene $\text{A}_2\text{O}_3 < 1.33\%$; $\text{FeO} + 4.4\%$.

Kimberlita: roca volcánica ultramáfica rica en potasio.

Lamproíta: roca ultrapotásica peralcalina que contiene flogopita, richterita, olivino, diópsido, sanidina y leucita. Generalmente forma diques.

BIBLIOGRAFÍA ADICIONAL CITADA EN EL TEXTO

- Antolín, B., Román-Berdiel, T., Casas, A., Gil-Peña, I., Oliva-Urcia, B., Soto, R. (2006). Fábrica magnética del plutón de Marimanha (Pirineo central) Magnetic fabric of the Marimanha pluton (Central Pyrenees). *Geogaceta*. 39. 23-26.
- Bagdonas, D. A., Frost, C. D., Fanning, C. M. (2016). The origin of extensive Neoproterozoic high-silica batholiths and the nature of intrusive complements to silicic ignimbrites: Insights from the Wyoming batholith, U.S.A. *American Mineralogist*, 101(6), 1332–1347.
- Elortegui Palacios, J., Lira, R., Poklepovic, M.F., Dorais, M. (2008). The Calasuya granite: A postcollisional alkalic feldspar intrusive in the Sierra Norte-Ambargasta batholith, Córdoba province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63. 299-309.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B. (1989). A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford. p.193.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ..., Linthout, K. (1997). Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Németh K, Kósik S. (2020). Review of Explosive Hydrovolcanism. *Geosciences*, 10(2):44
- Smith, J.V., Brown, W.L. (1988). Feldspar minerals. 2nd review and extended edition Book, Springer-Verlag, Berlin.
- Streckeisen, A. (1979) Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites, and Melilitic Rocks: Recommendation and Suggestion of the IUGS, Subcommittee on the Systematic of Igneous Rock. *Geology*, 4, 331-335.
- Suh, C.E., Stansfield, S.A., Sparks, R.S.J., Njome, M.S., Wantim, M.N., Ernst, G.G.J. (2011). Morphology and structure of the 1999 lava flows at Mount Cameroon Volcano (West Africa) and their bearing on the emplacement dynamics of volume-limited flows. *Geological Magazine*, 148(1), 22–34.