

EL CALOR Y LAS ROCAS METAMÓRFICAS

Pablo D. González y Paulo Marcos.

1. INTRODUCCIÓN

La Petrología tiene un rol curricular protagónico como disciplina esencial en las escuelas de Geología de las universidades nacionales argentinas. Promueve en los estudiantes el interés por adquirir métodos y técnicas usados en la descripción e interpretación de las rocas que forman parte de la Tierra. También les acerca habilidades para actuar científicamente en el ámbito de la geología superficial y del subsuelo. Como nuestro planeta es rocoso, y una gran parte del mismo (>99%) está compuesto por rocas ígneas y metamórficas, la Petrología es una disciplina fundamental para comprender la naturaleza y el origen de estos materiales y de la Tierra en su conjunto. Además, como una parte considerable de la historia de la geósfera terrestre se conserva en estas rocas, la Petrología también es esencial para comprender la evolución de la misma a través del tiempo, y para pronosticar el futuro con rigor científico a fin de mejorar la calidad de vida de las personas.

1.1. Organización y objetivos del capítulo

La estrategia curricular de este capítulo está orientada en la dirección de rescatar saberes previos adquiridos por estudiantes de grado en etapas tempranas de sus carreras, y utilizarlos como fuente de razonamiento para incorporar y desarrollar temas petrológicos, en particular de las rocas metamórficas. Para el caso de las rocas ígneas, los temas se desarrollan en otros capítulos de este manual. En este capítulo presentamos un conjunto de temas necesarios para adquirir habilidades geológicas generales y específicas que los estudiantes puedan aplicar en el estudio de las rocas metamórficas, y que alcancen la solvencia para trabajar por sí mismos con ellas. Así los estudiantes pueden profundizar su preparación en enfoques metodológicos para diversos contextos científicos, académicos y laborales.

En este capítulo se analiza la formación de las rocas metamórficas siguiendo criterios de petrogénesis y no en base a meras descripciones petrográficas. Se describe e interpreta el metamorfismo según el contexto geodinámico que se desarrolla. Se analiza el rol que tienen los procesos metamórficos en el sistema terrestre, o sea la interacción de la geósfera con la biósfera, hidrósfera y atmósfera, y la ocurrencia y distribución de las rocas metamórficas en una variedad de escenarios tectónicos. En el texto, además, se exponen experiencias de campo, gabinete y laboratorio adquiridas a lo largo de los años que resultan útiles para transferir las habilidades en el estudio del interior de la Tierra. En forma complementaria, se analizan ejemplos argentinos con especial énfasis en casos de estudio de la Patagonia, algunos previamente adelantados en González (2015) y González (2018).

Este capítulo no está organizado según los criterios petrológicos tradicionales que se pueden encontrar en cualquier libro de texto contemporáneo. Tampoco tiene la intención de ser un mero compendio de contenidos teóricos enunciados en forma consecutiva. Por el contrario, es el resultado de la experiencia propia de los autores en métodos y técnicas de uso corriente en las rocas metamórficas. La exposición de los temas está hecha con un lenguaje técnico pero sencillo y de la forma más didáctica posible.

1.2. Las rocas metamórficas en el contexto de la geósfera

Las rocas son los materiales sólidos que forman parte de la litósfera terrestre. Están compuestas por minerales, grupos de ellos o fragmentos de rocas pre-existentes. Las rocas son los cimientos sobre el cual se desarrolla la biósfera, hidrósfera y atmósfera y, por consiguiente, cualquier actividad y emprendimiento del ser humano.

Desde el momento mismo que se consolidó una proto-litósfera en la Tierra con rocas sólidas, instantes después de la gran explosión o “Big Bang”, estos materiales se vieron involucrados en un “ciclo de las rocas”, o sea en un conjunto de procesos geológicos que se han repetido más o menos ordenadamente a lo largo de millones de años. Tales procesos han formado las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, las cuales han ido cambiando de un tipo a otro a través del tiempo.

La mayoría de los procesos formadores de rocas ígneas y metamórficas son temporalmente extensos. Sus desarrollos requieren de varios millones de años por lo cual escapan a la escala de vida de las personas. Su motor principal es el calor primordial o remanente del planeta (punto 2). Son invisibles a la observación del ojo humano, ya que suceden dentro de la litósfera a varios kilómetros de profundidad, con excepción del volcanismo que transcurre sobre la superficie, los terremotos que también se manifiestan sobre ella pero se originan en el interior terrestre y el impacto de los meteoritos. Como los procesos formadores de rocas ígneas y metamórficas transcurren en el interior de la Tierra describen la parte *endógena* del ciclo de las rocas. La geodinámica endógena se produce en forma lenta, silenciosa y casi imperceptible.

En contraparte, los procesos formadores de rocas sedimentarias ocurren sobre la superficie terrestre y son vertiginosos respecto de los anteriores. Algunos suceden en forma instantánea, como los flujos de barro y los deslizamientos de laderas. Otros en el lapso de días o meses, como la depositación de un sedimento no consolidado para luego transformarse en una roca sedimentaria. Los procesos sedimentarios son fácilmente observables, como por ejemplo, el transporte y la depositación de gravas en un río o de arena para formar un médano o duna eólica. Están relacionados con la atmósfera e hidrósfera y, a veces, también con la biósfera. En este último caso, los organismos vivos participan en forma directa o indirectamente en la formación de las rocas sedimentarias. Los procesos sedimentarios describen la parte *exógena* del ciclo de las rocas.

2. LA FÁBRICA DE CALOR DEL INTERIOR DE LA TIERRA

La Tierra es un planeta dinámico que aún no alcanzó su equilibrio térmico, por lo cual no está fosilizado. El calor *primordial* o *remanente* de la formación del planeta fue atrapado en su interior durante la acreción y diferenciación temprana, hace aproximadamente 4,56 billones de años atrás. El calor, como forma de energía interna del planeta, fluye desde el interior caliente hasta la superficie fría. El calor contenido en el núcleo es transmitido a través del manto y la corteza y desde la formación del planeta ha estado arribando a la superficie. Consecuentemente, la Tierra se ha estado enfriando desde su formación hasta el presente. Sin embargo, el calor que abandonó el núcleo y migró hacia las capas superiores de la Tierra no ha tenido un flujo constante. El arribo de calor a la superficie, en líneas generales,

ha ido disminuyendo con el tiempo y ha sido mayor durante el Precámbrico respecto del Fanerozoico.

La pérdida generalizada de calor del planeta compite con la producción activa del mismo motivada por otros procesos geológicos. Por ejemplo, la Tierra ha ido creando calor desde otras fuentes tales como la descomposición de isótopos radiogénicos (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K , entre otros), el rozamiento entre el núcleo externo y el manto, la fricción producida por la fuerza de compresión durante la contracción de la masa terrestre hacia el centro del planeta, las reacciones exotérmicas de cristalización continua (“calor latente de cristalización”) entre los núcleos interno (sólido) y externo (líquido) y las reacciones físico-químicas exotérmicas entre los minerales en el manto.

EL CALOR PRIMORDIAL ES EL MOTOR GEOLÓGICO QUE MUEVE LA TIERRA

La evolución de la Tierra, desde una bola fundida de metal y magma hasta convertirse en un planeta dinámico, con una corteza fría, rígida y tectónicamente activa tal como lo conocemos hoy en día, es única entre los planetas terrestres. La formación temprana de un núcleo denso podría haber causado un sobrecalentamiento del interior y una pérdida inicial de calor rápida. Sin embargo, la tasa de enfriamiento ha ido decreciendo hasta los niveles actuales.

El flujo calórico en la geósfera ha sido necesario para mantener la convección en el núcleo externo y con ello la dinámica del campo geomagnético terrestre. El movimiento convectivo resultó esencial para mantener activa la geodinámica interna del planeta, mientras que el campo geomagnético actúa como una capa aislante de las partículas solares que posibilita el desarrollo de vida en la Tierra. Este flujo ha ocurrido, y aún lo hace, entre el núcleo y la superficie y se transmite a través del manto y la corteza, por lo cual el planeta aún está *desequilibrado* térmicamente. También ha participado en la formación y evolución de la atmósfera, permitiendo retener el agua líquida sobre la superficie, con la consiguiente aparición de la hidrósfera. Finalmente, el flujo calórico ha contribuido de manera significativa a propiciar un ambiente adecuado para los cultivos orgánicos primordiales de la biósfera.

El flujo calórico terrestre aún perdura como el principal responsable de los procesos geológicos endógenos (magmatismo, metamorfismo, dinámica del

manto). Las celdas convectivas en el manto son el motor de la tectónica de placas que ha cambiado la configuración de los continentes a través del tiempo.

El calor emerge en superficie esencialmente en los límites entre las placas, siendo mayor en los bordes divergentes de las dorsales meso-oceánicas, donde se produce un ascenso del manto astenosférico cerca de la superficie (Fig. 1). La descompresión adiabática del manto ocasiona su fusión parcial y la formación de magmas basálticos que brotan sobre el fondo oceánico e interactúan con el agua de mar elevando su temperatura localmente.

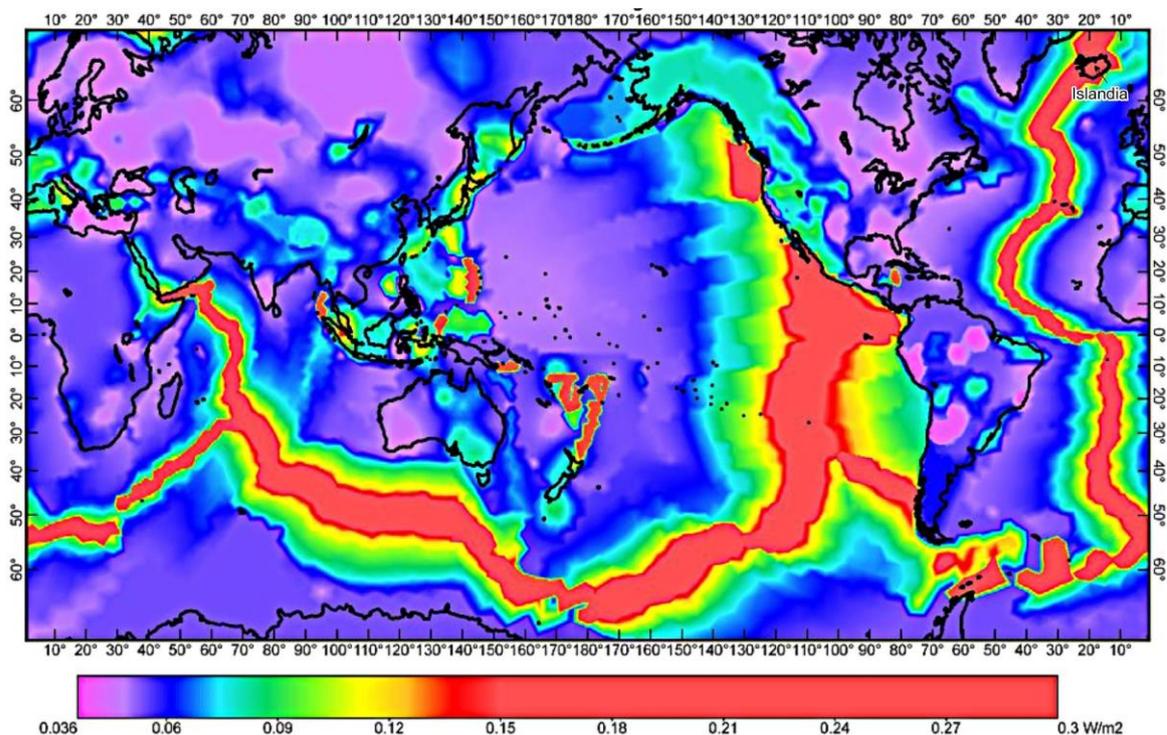


Figura 1. Variación del flujo calórico en la superficie terrestre. Los máximos se exhiben en las dorsales oceánicas con hasta $0,3 W/m^2$ (rojo, según escala de colores) y los mínimos en las áreas continentales, variable entre $0,03-0,06 W/m^2$ (azul-rosado). Imagen tomada de Bird *et al.* (2008). Islandia se exhibe en el extremo superior derecho de la imagen.

Un ejemplo es la dorsal meso-atlántica que, si bien es un rasgo geológico mayoritariamente submarino, parte de ella emerge sobre el nivel del mar y forma las tierras de Islandia. La población de esta isla aprovecha el flujo calórico terrestre como fuente de energía renovable. Es decir, las energías geotérmica e hidráulica, que son producidas a partir de la gran actividad volcánica en el subsuelo de la isla, permiten el abastecimiento de energía eléctrica, calefacción y agua caliente a los pobladores.

Por otra parte, el flujo calórico es mínimo en las zonas de intraplaca, tanto oceánica (alejada de las dorsales), como continental (cratones precámbricos). En los bordes de placa convergentes como las zonas de subducción, el flujo calórico registra valores intermedios entre las dorsales y los cratones. Dependiendo de la ubicación respecto del eje del arco magmático, el flujo calórico es bajo en el antearco y medio en la zona axial del arco (Fig. 2).

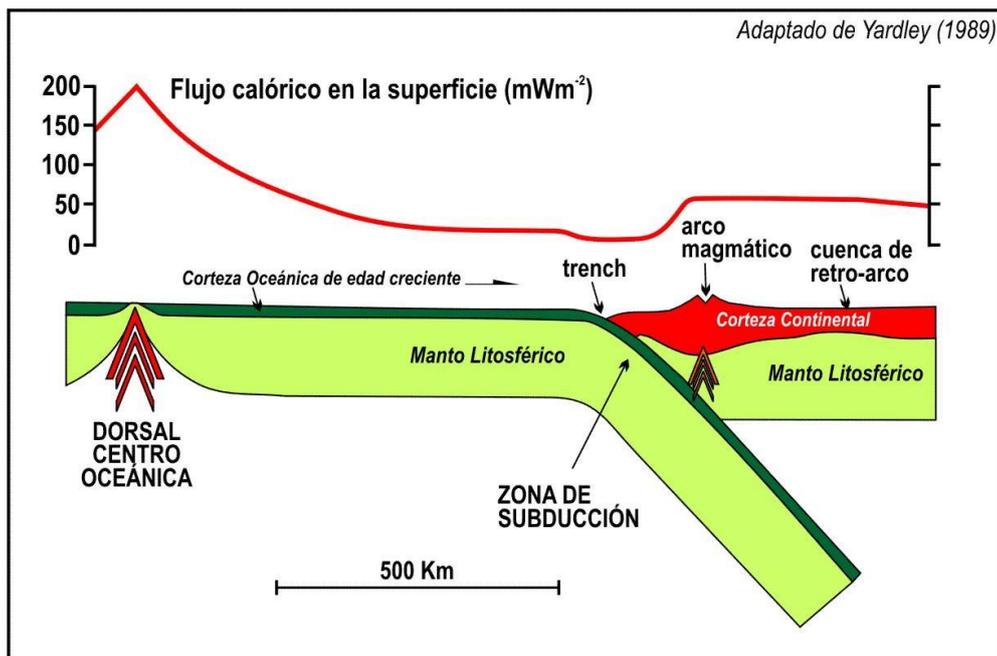


Figura 2. Perfil de variación del flujo calórico superficial en los distintos bordes de placa e intraplacas. Los máximos se exhiben en las dorsales oceánicas y los mínimos en intraplaca oceánica y zonas de *trench*. Adaptado de Yardley (1991).

2.1. Gradiente geotérmico

ES EL AUMENTO DE LA TEMPERATURA CON LA PROFUNDIDAD

El calor primordial aún presente es el responsable del aumento de la temperatura (T) hacia el interior terrestre. Este aumento de T tiene un valor promedio de 25° a 30°C por cada kilómetro de profundidad, considerando que se avanza desde la superficie hacia el centro del globo terrestre. Este proceso es conocido como “*gradiente geotérmico*” y se puede expresar como:

$$\Delta T = dT / dz$$

ΔT : tasa de incremento de la temperatura con la profundidad.

T: temperatura (°C).

z: profundidad (km).

El gradiente geotérmico no es uniforme a través del globo y está relacionado con la distribución de las placas tectónicas y con la estructura en capas de la Tierra. Cuando T aumenta lenta- o rápidamente con el aumento de la profundidad, el gradiente geotérmico es bajo o alto, respectivamente (Fig. 3).

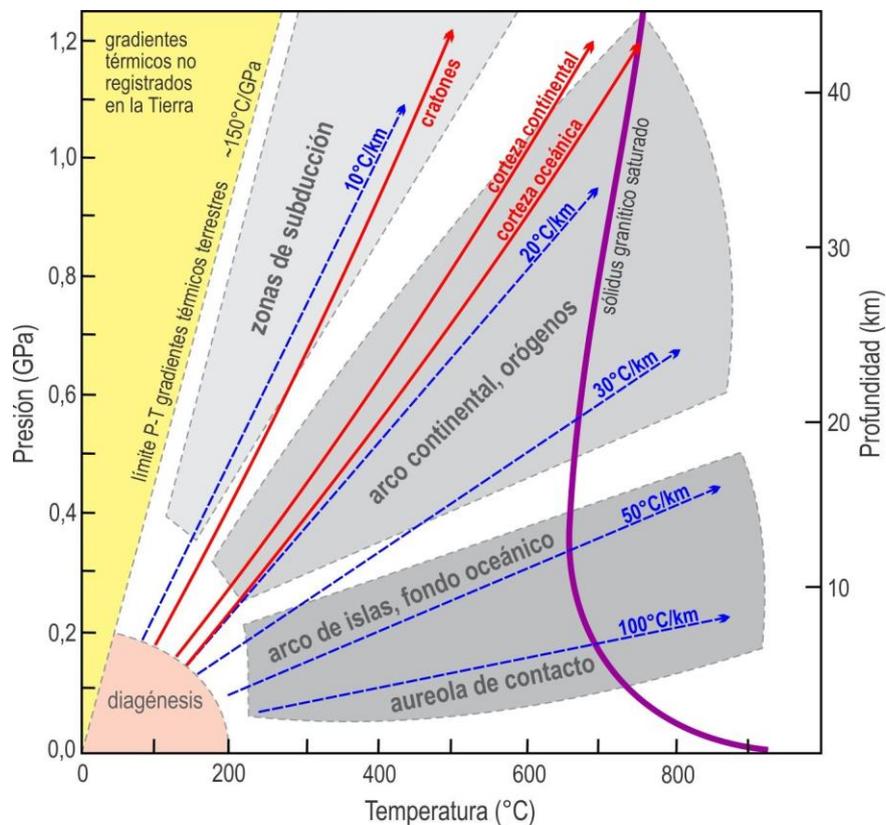


Figura 3. Gradientes geotérmicos promedio asociados a los distintos ambientes tectónicos de las placas. Datos según Spear (1995).

Los valores usuales de ΔT se encuentran entre 10° y 66°C/km, dependiendo del ambiente tectónico. Los valores más bajos se dan en las zonas de antearco “frías”, mientras que los más altos aparecen asociados a los fondos oceánicos y arcos magmáticos de islas. Sin embargo, localmente se han medido gradientes >100°C, en ocasiones de ~200°C/km, asociados a las aureolas de metamorfismo térmico de contacto ubicadas alrededor de cuerpos intrusivos plutónicos.

Cabe destacar que estos valores parecen estar restringidos a la corteza. Para el manto, se estima que el gradiente geotérmico tiene un valor medio de $0,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, llegando a una temperatura media de 2700°C . Como las rocas silicáticas de la corteza son malas conductoras del calor, propician un medio aislante entre el manto y la superficie. Como veremos a continuación (punto 2.2.), en el manto, el calor es transportado por convección y casi no registra intercambio directo de T con la superficie, comportándose como un sistema energético cerrado, independiente de la corteza. Dentro del manto existen variaciones de la presión confinante, que produce cambios en el volumen específico del mismo y que a su vez está asociado a cambios de T. Como estos cambios se promueven dentro del mismo manto sin intercambio de calor con el exterior, se denominan “*adiabáticos*”. El gradiente geotérmico del manto es de este tipo y se denomina “*gradiente adiabático*” ($0,6^{\circ}\text{C}/\text{km}$), y presenta un valor significativamente menor respecto al gradiente de la corteza.

Como hemos visto, en los bordes de placa el flujo calórico elevado se asocia con un gradiente geotérmico alto, mientras que en los cratones donde el flujo es bajo, su gradiente geotérmico asociado también es bajo (Fig. 2). Además, en las zonas de subducción aparecen gradientes geotérmicos locales que se hallan relacionados a isothermas perturbadas y geothermas transitorias en la litósfera. Una *isoterma* es una superficie curva (una línea en 2D) imaginaria que une sitios con igual T y que se representa gráficamente junto con la profundidad del subsuelo. Por lo tanto, expresa el valor del gradiente geotérmico. Así, una *geoterma estacionaria* o *permanente* (*steady-state* en inglés) se relaciona con la cantidad de flujo calórico que ingresa a un cierto volumen de roca y que es igual al que sale. La T permanece constante y no cambia durante un determinado tiempo (Fig. 4). Esta geoterma se vincula a un gradiente geotérmico normal.

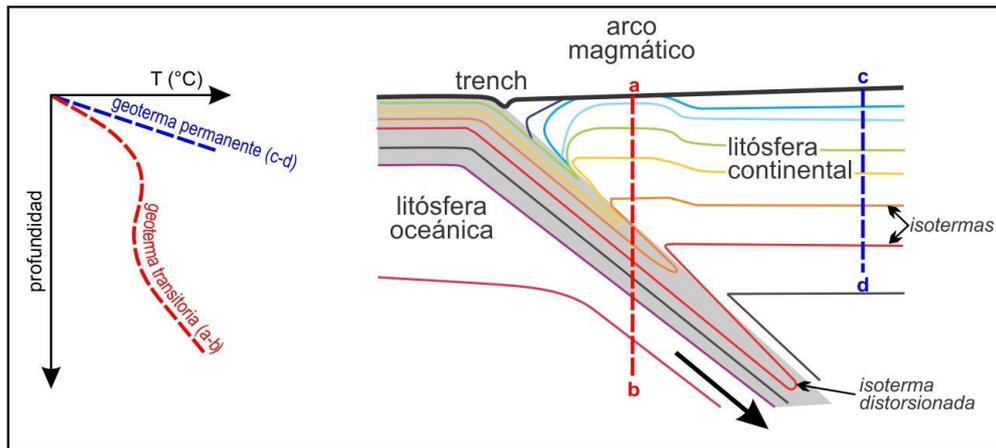


Figura 4. Ejemplos de geotermas transitoria (rojo) y permanente (azul) ubicadas sobre el eje de un arco magmático tipo Andino y el *foreland*, respectivamente. Modificado de Bucher y Frey (1994).

Por otra parte, una *geoterma transitoria* (*transient* en inglés) se vincula a un flujo calórico variable en zonas donde existen perturbaciones térmicas causadas por tectónica o magmatismo. La T aumenta o disminuye con la profundidad y cambia durante un determinado tiempo, como ocurre en una zona de subducción relacionada a un arco magmático tipo Andino. El gradiente geotérmico es más elevado que el promedio del entorno por el aporte de energía del magmatismo asociado. Pero en dirección de la raíz del arco, el gradiente geotérmico baja cuando se encuentra con el plano de Benioff y la placa oceánica fría por debajo. Aquí se produce una perturbación térmica de la litósfera y la distorsión de las isothermas hacia abajo, siguiendo la forma del plano de Benioff que se encuentra más frío que su entorno. El gradiente geotérmico sube nuevamente cuando deja atrás la placa oceánica y penetra en el manto litosférico oceánico y luego en el astenosférico (Fig. 4).

La consecuencia geológica de la variación del gradiente geotérmico en las zonas de subducción está relacionada con la formación de los "Cinturones Metamórficos Apareados", caracterizados por tipos y grados metamórficos contrastantes, a un lado y otro de la trinchera, aunque de la misma edad geológica, y que veremos más adelante en este mismo capítulo (punto 7.8). El gradiente geotérmico también tiene influencia en las condiciones metamórficas de la zona axial o interna del orógeno, que incluye la raíz del arco magmático y de las zonas externas que la rodean (puntos 7.5 y 7.6).

2.2. Transporte del calor

Además de la segmentación de la corteza en placas tectónicas, la otra razón para que haya más de un gradiente geotérmico se debe a la división en corteza, manto y núcleo de nuestro planeta, cuyas diferentes composiciones y propiedades reológicas determinan las distintas maneras de transmitirse el calor.

TIPOS DE TRANSPORTE DE CALOR: CONDUCCIÓN, CONVECCIÓN, ADVECCIÓN

La *conducción* es la transferencia de calor por vibración molecular. El calor fluye desde zonas de mayor T hacia zonas más frías, hasta homogeneizar la T en todo un volumen de rocas. Un ejemplo de ello es la intrusión de un cuerpo ígneo plutónico en la corteza superior. Por su parte, la *convección* es la transferencia de calor conjuntamente con el desplazamiento de la materia, o sea durante el flujo de la materia, como los *hot spots* o *mantle plumes*, puntos/plumas calientes que migran dentro del manto provenientes desde la capa D hacia la parte superior. Y la *advección* es el desplazamiento de una masa rocosa, fría o caliente, que provoca transferencia de calor entre distintas zonas. Un caso ocurre cuando una losa oceánica fría se introduce en el manto y se va calentando progresivamente mientras se hunde (Fig. 4).

La distribución y dinámica de la transferencia térmica entre las distintas capas terrestres, y su relación con las propiedades reológicas de las rocas y la fuente del calor, son heterogéneas (Llambías 2015, capítulo 1, p. 13). En la litósfera (corteza y parte superior del manto hasta los 410 km) que es la capa rígida externa de la Tierra, resistente a los esfuerzos, el principal mecanismo de transferencia térmica es la conducción (Fig. 5). La astenósfera es una capa reológicamente débil que subyace a la litósfera y que se caracteriza por no soportar los esfuerzos, fluyendo en escalas de tiempos geológicos. Por ello, a profundidades mayores a los 410 km, las rocas se comportan de forma visco-elástica y la convección es la transferencia térmica eficiente asociada al flujo del material en estado sólido y debilitado térmicamente. Este flujo calórico convectivo actúa en la parte más interna del manto superior y en el manto inferior.

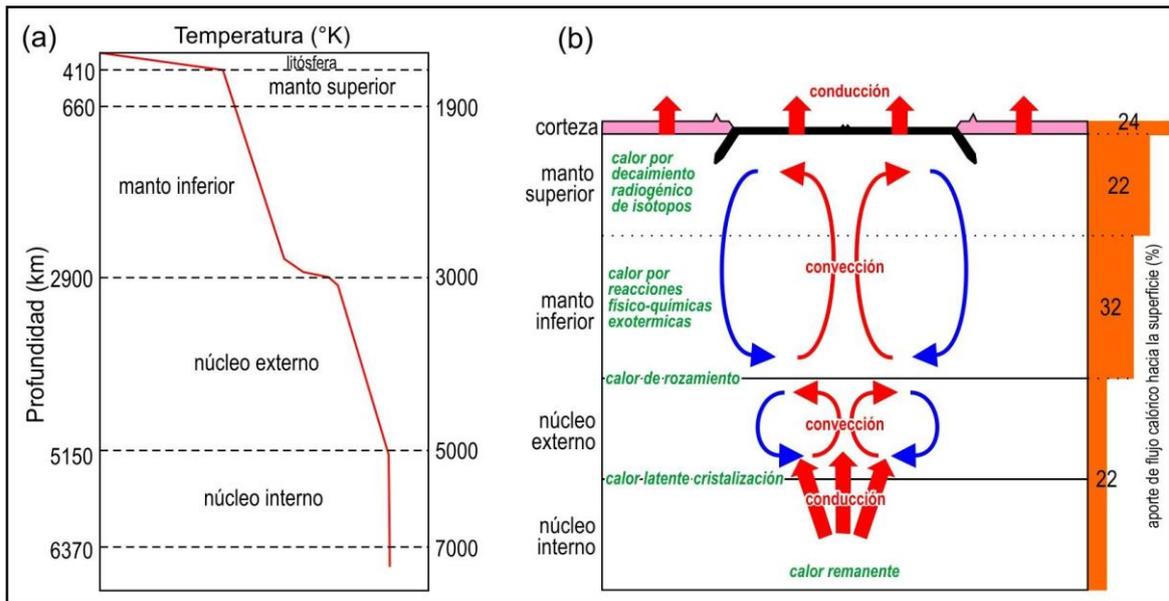


Figura 5. a) Variación de la temperatura desde la superficie hacia el núcleo terrestre. Gradiente geotérmico adaptado de Boehler (1996). b) Representación esquemática de la arquitectura térmica de la Tierra dividida en capas. Se exhiben los sectores con transporte calórico por conducción y convección.

Un transporte calórico semejante al manto puede ocurrir en el núcleo externo, pero con celdas convectivas que son independientes de aquellas del manto. Si bien el núcleo externo está a menor T que el interno, se encuentra en estado líquido. Esto se debe a que la T en el núcleo no aumenta mucho con la profundidad respecto de la P , la cual se triplica, y por eso, el hierro líquido del núcleo externo es más frío que el hierro sólido del núcleo interno. La P en el núcleo interno no permite que se funda a la T a la cual se encuentra, y por lo tanto el calor basal o remanente que migra desde éste se transporta por conducción.

El aspecto más importante del transporte del calor desde el núcleo hacia la superficie, pasando a través del manto y de la corteza, es que produce modificaciones físico-químicas y en consecuencia es la energía predominante en los procesos metamórficos y en la formación de magmas.

CALOR INTERNO: CAUSA EL METAMORFISMO Y EL MAGMATISMO

3. ¿CÓMO SE TRANSFORMAN POR METAMORFISMO LAS ROCAS PRE-EXISTENTES?

METAMORFISMO = CAMBIOS MINERALÓGICOS, ESTRUCTURALES, QUÍMICOS

Como hemos visto, el flujo calórico endógeno es el responsable del metamorfismo, magmatismo y la geodinámica de las placas. En este apartado, estudiaremos el metamorfismo que ocurre en la litósfera, ya que es el mejor preservado en las rocas que han sido exhumadas. El metamorfismo basal que ocurre en el manto medio-inferior tiene escasos registros. Se exhibe en los xenolitos incluidos y arrastrados por las lavas en su trayecto hacia la superficie. O en las secciones geológicas que han quedado preservadas a pesar de los cambios ocurridos entre el manto y la superficie durante la exhumación.

El vocablo *metamorfismo* proviene del griego μετά (meta=cambio) y μορφή (morph=forma), o sea que es el cambio o alteración de la forma de las rocas. Es un equivalente del vocablo metamorfosis usado en la biósfera, que expresa los cambios de la forma y fisiología en el ciclo de vida de anfibios e insectos (Fig. 6).

Un experimento que hemos hecho durante las clases de biología de nuestra escuela primaria fue analizar la metamorfosis del gusano de la seda y registrar, mediante dibujos, cada etapa de crecimiento que, en su conjunto, forma el ciclo de vida del insecto. El conjunto de etapas o *evolución* de este proceso con sus detalles, como por ejemplo el gusano va tejiendo su capullo o pupa (luego de hilada, se transforma en la seda natural), lo pudimos observar en forma directa.

Por su parte, el metamorfismo conduce a cambios en la mineralogía, estructura y composición química de las rocas pre-existentes. Los cambios son en estado sólido, como en los insectos, pero a diferencia de aquellos, el metamorfismo no lo podemos apreciar en forma directa. Esto se debe a que ocurre en el interior de la litósfera, que es inaccesible desde la superficie, y además es un proceso infinitamente largo de varios millones de años que escapa a la escala de vida de las personas. Tomemos como ejemplo el metamorfismo de una pelita que se transforma progresivamente en una *pizarra*, luego en una *filita*, después en un *esquistos* y finalmente en un *gneis*. Vemos las rocas como el producto final, pero no podemos registrar los procesos formadores de las mismas (Fig. 6). Al mismo tiempo, las rocas metamórficas solo registran parcialmente la evolución de los materiales sólidos en el interior de la Tierra. Es decir, no es posible registrar la evolución de las distintas etapas de manera continua ni tampoco las transiciones

entre las mismas como si ocurre con otros procesos de la naturaleza (p. ej., el ciclo de vida de los seres vivos). Tanto en la metamorfosis como en el metamorfismo, en el transcurso de una etapa a la otra, y desde la inicial hasta la final, está involucrado el *tiempo*. Como veremos más adelante en este mismo capítulo, el tiempo geológico durante el metamorfismo es la concreción del conjunto de procesos que han tenido lugar en la litósfera para formar una roca metamórfica (punto 4.5).



Figura 6. Gráfico que expresa la analogía entre la metamorfosis de los insectos y el metamorfismo de las rocas (en este caso un protolito sedimentario pelítico) a través del tiempo.

Los procesos metamórficos son constantes o episódicos, progresivos y lentos, y se necesitan varios millones de años para que se observen sus efectos sobre rocas pre-existentes. Como los cambios metamórficos son endógenos, ocurren bajo condiciones físicas de temperatura, presión y de fluidos químicamente activos que son diferentes de las que normalmente ocurren sobre la superficie, o muy cerca de ella, como las relacionadas con la meteorización, la cementación o la diagénesis. Los cambios actúan sobre un *protolito*, roca precursora o pre-existente, que puede ser tanto sedimentaria como ígnea, o incluso una metamórfica de un ciclo previo. El protolito se "metamorfiza", o sea, está sometido a cambios físicos y reacciones químicas que conducen a su transformación en

una *roca metamórfica*. Esta roca tendrá un aspecto muy distinto al protolito, ya que tendrá nuevos minerales y distintos caracteres estructurales.

4. ¿CUÁLES SON LOS FACTORES QUE CONTROLAN EL METAMORFISMO?

Los factores de control del metamorfismo son:



Figura 7. Cuadro que exhibe los factores físico-químicos que controlan el metamorfismo.

4.1. La temperatura y los cambios mineralógicos en las rocas

El metamorfismo es un proceso geológico esencialmente térmico. Entre todos los factores, la temperatura (T) es el más relevante, ya que tiene una gran influencia sobre las propiedades reológicas de las rocas. Si no hay flujo calórico hacia un determinado volumen de roca, o sea que aumenta su energía interna (temperatura), las rocas no se metamorfizan. Las condiciones de T, y también de P durante el metamorfismo, se pueden estimar en forma relativa o cualitativa y también evaluar de manera absoluta o cuantitativa. En forma relativa se puede evaluar mediante el “*grado metamórfico*”, que indica los cambios en la T, y se usa como sinónimo de ella, durante el metamorfismo progresivo, o sea mientras aumenta la T (Tilley 1924). Así, un grado más alto corresponde a las T más elevadas. El grado metamórfico varía entre muy bajo y muy alto, o el metamorfismo es de temperatura muy baja hasta muy alta (Fig. 8). En la Tabla 1 se expresan los valores aproximados de estos rangos de grado metamórfico.

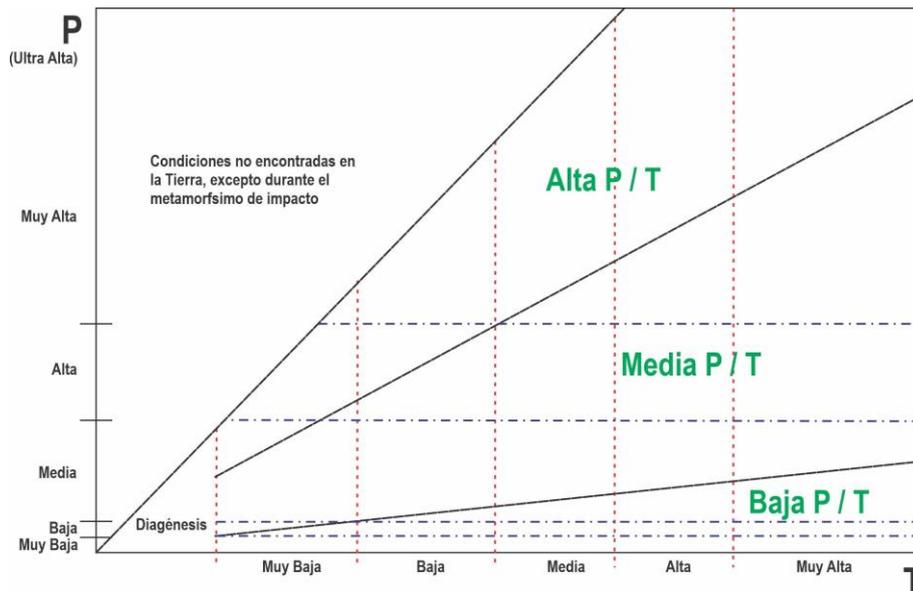


Figura 8. Diagrama de rangos T-P cualitativos del metamorfismo. Redibujado de Smulikowski *et al.* (2007).

La T aporta energía, debilita y rompe los enlaces químico-estructurales de los minerales del protolito, y además produce deshidratación y volatilización, o sea que afecta globalmente la estabilidad de los minerales. Además, la T influye en las propiedades reológicas, ya que baja la viscosidad, “ablanda” las rocas y así disminuye la resistencia a la deformación. Todos estos procesos están involucrados en reacciones químicas, llamadas *reacciones metamórficas*, que son las responsables de los cambios mineralógicos.

RANGO	TEMPERATURA (°C)	PRESIÓN (MPa)
muy bajo	200-350	0,00-0,10
bajo	350-525	0,10-0,25
medio	525-650	0,25-0,65
alto	650-750	0,65-1,20
muy alto	750-900	>1,20

Tabla 1. Rangos más comunes de temperatura y presión del metamorfismo.

4.2. Efectos de la presión y los cambios de forma en las rocas

El principal efecto de la presión (P) es la modificación del volumen de las rocas, ya sea conservando la forma, o bien cambiándola junto con el tamaño. Cuando

cambia el tamaño y la forma, las estructuras primarias del protolito pueden desaparecer parcial o totalmente, formándose nuevas estructuras llamadas de deformación como los pliegues y las foliaciones asociadas (por ejemplo ver Etcheveste y González, 2018). La P también influye, aunque acoplada a la T, en los campos de estabilidad de algunos minerales.

TIPOS DE PRESIÓN: LITOSTÁTICA, DIRIGIDA Y FLUIDOS

La P *litostática*, de carga o confinamiento (*load* en inglés), o también geostática es equivalente a la P hidrostática del agua. Es la P natural que ejerce de manera propia una columna de rocas sólidas en la litósfera, sin que sea necesario que se aplique una fuerza o movimiento. La P litostática se manifiesta en forma perpendicular y con igual magnitud en todas direcciones sobre la superficie externa de un volumen de roca, que se encuentra rodeado por otro volumen de rocas (Fig. 9). La P, expresada como la fuerza por unidad de superficie, deja de ser una fuerza perpendicular si las rocas empiezan a estar en movimiento.

Desde el punto de vista físico la P litostática se puede expresar con la ecuación:

$$P = d \cdot g \cdot h$$

P: presión litostática, medida en pascales o kilobares.

d: densidad de las rocas.

g: aceleración de la gravedad.

h: profundidad en la corteza o espesor de la columna de rocas.

Cómo se puede deducir de la ecuación, la presión litostática a la cual está sometido un volumen de roca en la litósfera es directamente proporcional a la densidad de las rocas involucradas y al espesor del conjunto de rocas que tiene por arriba, tomando como referencia la superficie terrestre. O sea, a mayor densidad, mayor será el aumento de P y a mayor profundidad de soterramiento será mayor la presión ejercida por la sobrecarga.

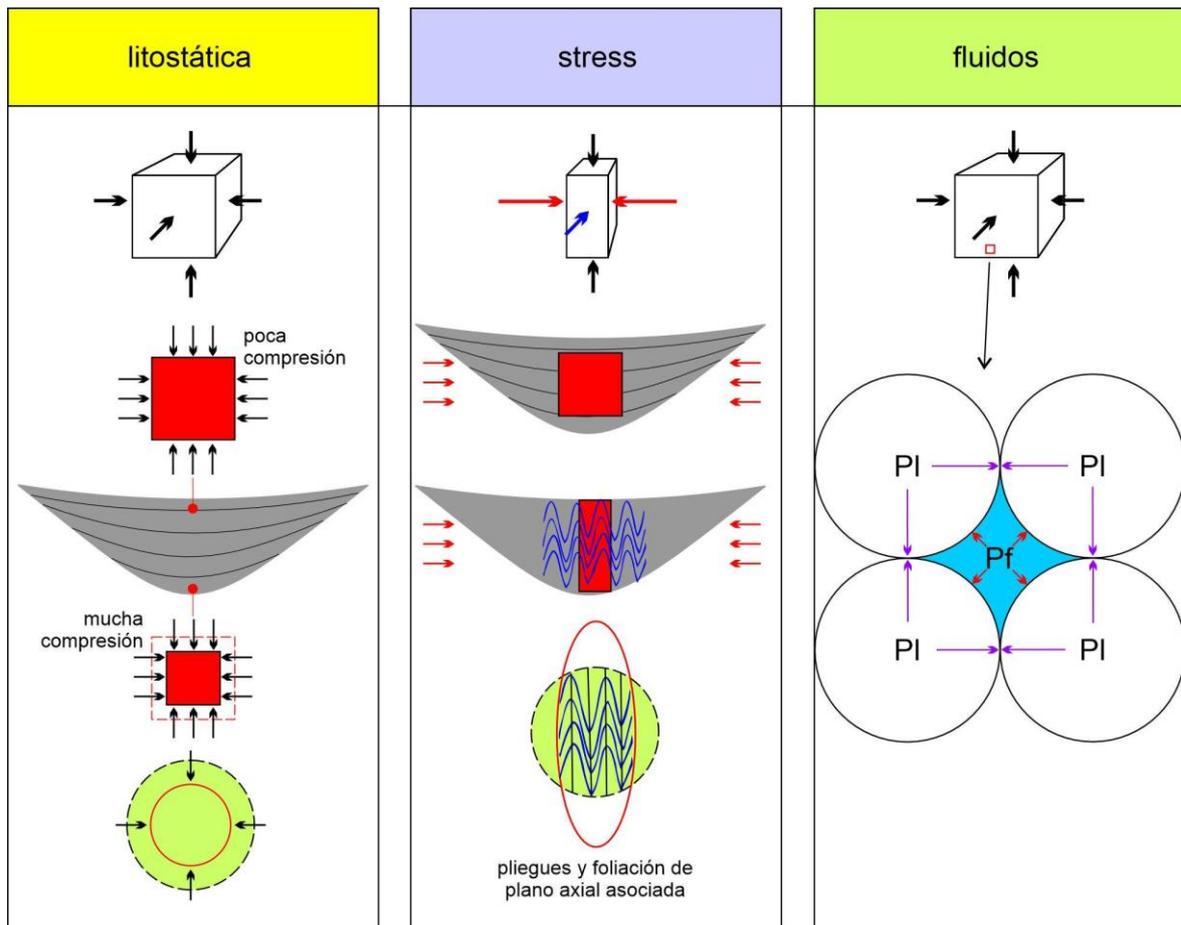


Figura 9. Tipos de presión que operan en la litósfera y sus principales efectos sobre las rocas. La P litostática provoca compactación por disminución del volumen y deshidratación por reducción del espacio poral entre los granos, con escape de fluidos. La P de stress produce la formación de pliegues y foliaciones asociadas, además de fallas. Y la P de fluidos se opone a la P litostática y trata de separar los granos de las rocas. Su principal efecto es la fracturación hidráulica.

El *gradiente geobárico* en la corteza es el aumento de la P litostática con la profundidad. Tiene un promedio de 0,25 a 0,30 kb/km, y siempre teniendo en cuenta la densidad media de las rocas involucradas.

El efecto de la P litostática sobre las rocas es la compactación por disminución del volumen. Hay disminución de los espacios porales y remoción de los fluidos primarios intersticiales. Los minerales del protolito recrystalizan en granos minerales más pequeños y de mayor densidad debido al mayor grado de empaquetamiento. Si bien los protolitos se comprimen, no se forman estructuras de deformación porque la P ejercida es perpendicular, de igual magnitud alrededor de todo el volumen rocoso (Fig. 9). La fábrica es no orientada, o sea isotrópica, y las texturas de las rocas son granulares.

En la *P dirigida* (*stress* en inglés) la fuerza se manifiesta en una dirección y con un sentido determinado, y no es de la misma magnitud en 3D, o sea la *P* es mayor en una dirección que en otra, o que en las otras dos (las tres componentes principales del campo de esfuerzo no son iguales, Fig. 9). Las rocas se deforman dúctilmente de manera continua y permanente cuando superan el umbral elástico, a escala de tiempos geológicos, a partir de ~2-3 kb (mínima) de *P dirigida*. En las rocas aparecen pliegues y fallas sin afectar significativamente la estabilidad o equilibrio de los minerales. Ciertos minerales se alinean y otros rotan mecánicamente. Sin embargo, a estos valores de *P*, la *T* también ha aumentado progresivamente, contribuyendo a que las rocas se puedan deformar con mayor facilidad. A *T* mayor a la diagénesis, se activa el debilitamiento de los enlaces químico-estructurales de los minerales, afectando globalmente sus campos de estabilidad. El efecto combinado de la *P dirigida* y la *T* es la formación de fábricas anisótropas (orientadas) en las rocas, como las foliaciones y lineaciones compuestas por minerales neoformados, que están vinculadas a la formación de los pliegues (Fig. 9). En estos casos, al entrar en juego la variable de la *T*, los valores de la *P* en el protolito pueden disminuir en un orden de magnitud. Por lo general los efectos de la *P dirigida* son poco significativos cuando se trata de un metamorfismo de alto-muy alto grado, pero sí tendrá suma importancia durante el metamorfismo relativamente somero.

La *P* de *fluidos* (P_f) es la ejercida por los fluidos que ocupan los poros de las rocas entre los límites de granos minerales y en las fracturas. La P_f se opone a la *P* litostática que tiende a mantener unidos los granos. La P_f actúa contra las caras cristalinas de los granos en los espacios intergranulares (Fig. 9). De esta manera cuando la $P_f > P_{lit}$, el fluido tiende a separar la roca causando fracturas, proceso denominado fracturación hidráulica. La relación de oposición entre la P_{lit} y la P_f determina que la *P efectiva* que soportan las rocas esté definida por la siguiente ecuación sencilla:

$$P_e = P_{lit} - P_f$$

P_e : presión efectiva.

P_{lit} : presión litostática.

P_f : presión de fluidos.

4.3. El rol de los fluidos químicamente activos

El agua es el principal fluido presente en las rocas de la corteza, aunque también aparecen el dióxido de carbono, el flúor, boro y cloro. Las fuentes principales que aportan los fluidos que actúan durante el metamorfismo son el agua de los poros en las rocas sedimentarias, los volátiles residuales del enfriamiento de los magmas y la deshidratación de las micas y los argilominerales.

El agua es químicamente activa. Durante el metamorfismo, cuando se superan las condiciones T-P de su punto crítico (~370°C y 0,25 kb), el agua pasa a estado “supercrítico” y no se comporta ni como un gas ni como un líquido, comparte las propiedades de ambos. El agua supercrítica es un fluido que puede difundirse a través de los sólidos, como si fuera un gas y ocupar todo el volumen posible, y además puede disolver sustancias (iones) como un líquido.

El agua “ablanda” las rocas, facilita la transferencia de iones entre los minerales y dentro de los minerales y, por lo tanto, actúa como catalizador en la mayoría de las reacciones metamórficas, aumentando la velocidad y modificando las condiciones T-P de las mismas. O sea que interviene en el equilibrio químico de los procesos de recristalización, afectando los campos de estabilidad de los minerales. La transferencia iónica a través del agua acelera el proceso del metamorfismo para que pueda ocurrir más rápidamente. Y además, como aceleradora de las reacciones metamórficas, las induce para que puedan ocurrir a menor T (mismo tipo de reacción) y para que se completen los procesos metamórficos, que de otro modo no habrían tenido tiempo de consumarse.

El agua caliente puede disolver iones más fácilmente y transportar concentraciones elevadas de ellos o de sustancias en forma disuelta, lo que la convierte en un medio ágil para mover iones de un lugar a otro (a distintas escalas) y producir cambios químicos en las rocas, participando del metasomatismo. El agua caliente es un buen asistente de la deformación, ya que aumenta la sensibilidad de los protolitos para formar nuevas estructuras. Si durante el metamorfismo se expulsan los fluidos, se formarán vetas por fracturación hidráulica. O también los iones precipitarán formando minerales en fracturas conexas, como en las grietas escalonadas de los flancos de los pliegues, o en las pre-existentes.

Un ejemplo de metamorfismo con actividad de fluidos es el agua de mar moviéndose a través de los basaltos calientes de la corteza oceánica en los

fondos marinos. La olivina de los basaltos se transforma en minerales del grupo de la serpentina y el MgO es puesto en solución y transportado dentro del entorno, mediante la siguiente reacción metamórfica:



olivina + agua → serpentina + óxido de magnesio en solución

Otro ejemplo de metamorfismo por actividad de fluidos es el agua de la deshidratación de las arcillas de una pelita, que combinada con el agua poral, se mueve desde la pelita hacia un basalto intercalado en la sucesión de rocas. El agua caliente (a T mayor a la diagénesis) sale hacia afuera de la pelita y percola o se infiltra a través del basalto (Fig. 10).

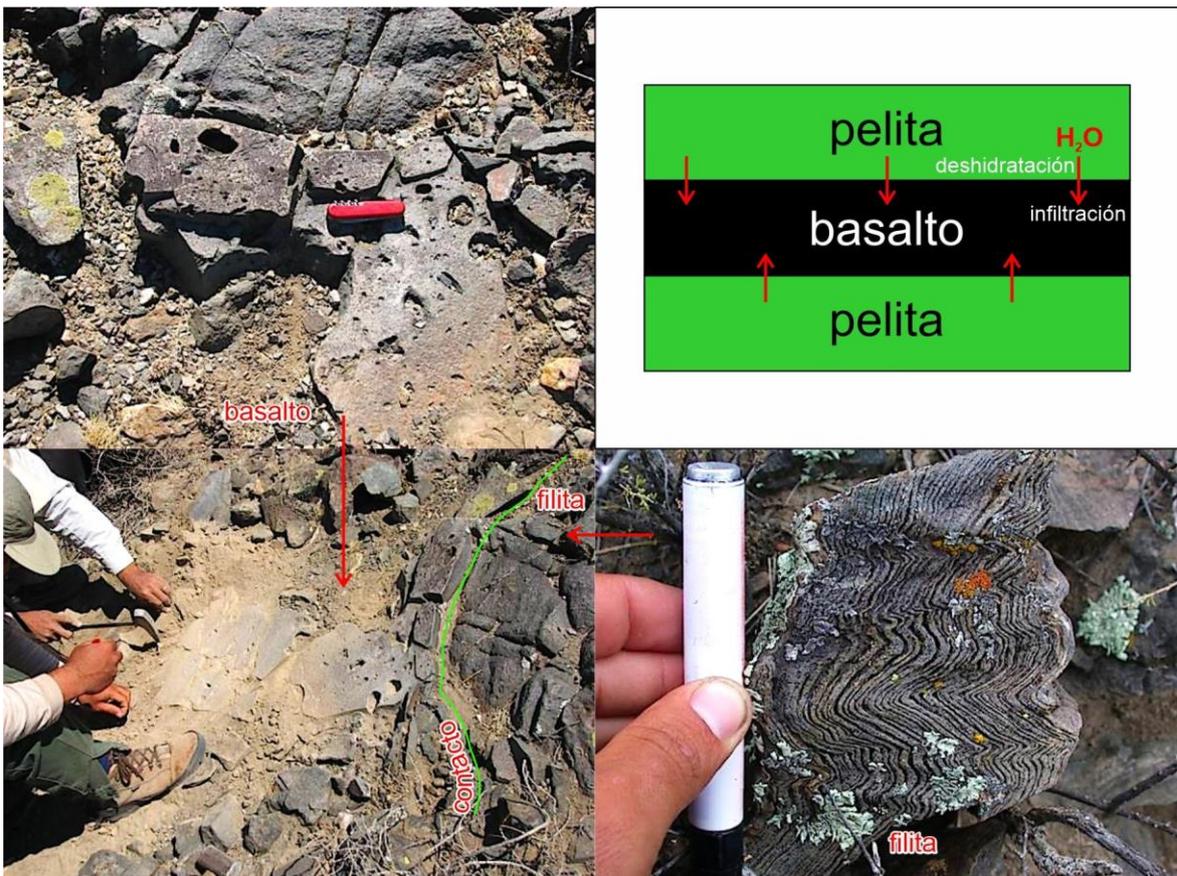


Figura 10. Colada de metabasalto afanítico y vesicular intercalada entre filitas con crenulación de la Formación Nahuel Niyeu (Cámbrico), Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro.

Dado que los cuerpos ígneos máficos son refractarios e impermeables, por su constitución primaria maciza de minerales de alta T (plagioclasa cálcica, olivina, piroxeno), el metamorfismo actúa sobre los minerales ígneos sólo si están empapados en agua. Si el protolito máfico no se hidrata puede permanecer sin cambios dentro del terreno metamórfico, aún en el medio-alto grado, mientras que las pelitas intercaladas pueden estar completamente re-equilibradas a las nuevas condiciones metamórficas y transformadas, por ejemplo, en filitas en el bajo grado. Para reaccionar, los fluidos tienen que circular pero permanecer un tiempo en contacto con las rocas (Fig. 10).

La hidratación es heterogénea y ocurre desde la parte externa hacia el interior de los cuerpos máficos. El agua caliente con iones disueltos se mueve primero por las cavidades, vesículas y fracturas, favoreciendo reacciones metamórficas para formar nuevos minerales. Posteriormente penetra paulatinamente hacia el interior del cuerpo a través, por ejemplo, de una red interconectada de pequeñas fisuras, pudiendo reemplazar a los minerales ígneos (Fig. 11).

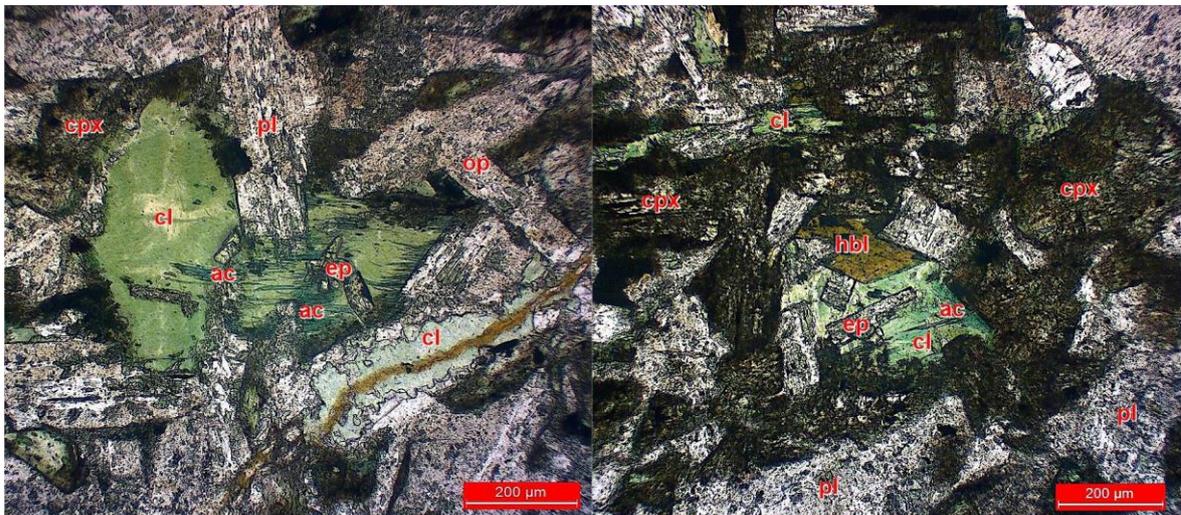


Figura 11. Fotomicrografías en lámina delgada (nicoles cruzados) de una meta-diabasa en facies esquistos verdes. Los minerales metamórficos están ubicados en cavidades entre los minerales ígneos, aún preservados en forma relíctica. La asociación metamórfica diagnóstica es: clorita (cl) + epidoto (ep) + actinolita (ac) ± titanita ± carbonato (no aparecen en esta vista). Plagioclasa (pl) y clinopiroxeno (cpx) ígneos de textura microgranosa. Formación El Jagüelito en la Herradura del Salado, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro (González *et al.* 2011).

4.4. Composición química del protolito

Los protolitos de las rocas metamórficas pueden ser de cualquiera de los tres tipos de rocas de la corteza: sedimentarias, ígneas o metamórficas de ciclos

previos (Tabla 2). La característica crítica del protolito es su *composición mineral*, que además se relaciona con la composición química. La composición química de los minerales del protolito influye en las reacciones metamórficas y en la estabilidad mineral durante la blastesis. O sea, la composición del protolito determina qué minerales se forman a medida que se produce el metamorfismo. Cuando una roca se somete a mayor T y P, algunos minerales sufrirán reacciones químicas y se convertirán en nuevos minerales, mientras que otros simplemente cambiarán de tamaño y forma.

	PROTOLITO	COMPOSICIÓN QUÍMICA	ROCA METAMÓRFICA
IGNEO	ultramáfico	muy alto Mg, Fe, Ni, Cr	meta-peridotita
	máfico	alto Mg, Fe, Ca	esquisto verde, anfibolita
	félsico	alto Si, Al, K, Na	ortogneis
SEDIMENTARIO	pelítico	alto Al, K, Si, H ₂ O	pizarra, filita, esquisto, paragneis
	cuarzoso	muy alto Si	cuarcita
	carbonático	alto Ca, Mg, CO ₂	mármol
	cuarzo-feldespático	alto Si, Al, K, Na	esquisto, paragneis
	ferruginoso	muy alto Fe, alto Si	meta-hierro bandeado

Tabla 2. Protolitos más representativos de las rocas metamórficas y sus composiciones químicas.

Las pelitas por su elevado % en argilominerales, que tienen una composición química donde predomina el aluminio, hierro, magnesio y potasio, y su gran contenido en agua, son más susceptibles a cambiar de aspecto durante el metamorfismo. Permiten monitorear mejor el grado metamórfico a través de los minerales índices, las facies y la serie de facies dentro de una sucesión sedimentaria compuesta por la intercalación de varios protolitos (ver punto 5.4.).

Retomemos el ejemplo de la Figura 6 con el metamorfismo progresivo de una pelita. La consecuencia visible de las reacciones metamórficas durante el aumento consecutivo de la T-P es la transformación del aspecto de las rocas metamórficas formadas, el cambio de sus minerales y el aumento del tamaño de grano. Partiendo de una lutita sedimentaria se obtiene un conjunto de rocas metamórficas que poco se parecen a su progenitor.

En el caso de las ortocuarcitas (o areniscas cuarzosas) y calizas, que desde el punto de vista químico composicional son más homogéneas que las pelitas (Tabla 2), las rocas metamórficas que se formarán serán cuarcitas y mármoles, respectivamente, que tienen una composición global semejante y un aspecto bastante parecido a sus respectivos protolitos.

4.5. Los factores del metamorfismo y el tiempo geológico

Las reacciones metamórficas entre minerales incluyen procesos físico-químicos que dependen, entre otros, de la relación entre las velocidades de nucleación, de crecimiento y del transporte (difusión iónica) de los componentes químicos, hacia adentro o fuera de las nuevas zonas de formación mineral. Estos procesos incluyen la disolución de los minerales pre-existentes inestables, el transporte e incorporación de los componentes químicos a la superficie de crecimiento de los nuevos minerales (bordes del grano) y la liberación de otros componentes que no entran en los minerales neoformados. Dado que la *velocidad* de una reacción metamórfica es el cambio en la cantidad de un reactivo o producto (mineral pre-existente y neomineral, respectivamente) por unidad de tiempo, las *tasas* de la misma se determinarán midiendo la dependencia temporal de alguna propiedad que pueda relacionarse con las cantidades de reactivo o producto (punto 8).

Los procesos metamórficos involucrados en las reacciones y sus tasas son lentos, tienen una duración (*time-scale* en inglés) que escapa al intervalo de vida de las personas. Además, como ocurren en el interior profundo de la litósfera, se dificulta la observación directa y la reproducción de la blastesis en el laboratorio mediante experimentos análogos y el análisis cuantitativo de la cinética de las reacciones metamórficas. Se ha estimado que la tasa de la difusión iónica durante el crecimiento de los nuevos minerales es pequeña, de ~1 mm por millón de años (Kretz 1989), para el agregado de iones alrededor de los bordes en los núcleos iniciales de los granos. Y además que el conjunto de procesos para el

metamorfismo regional tiene una duración variable entre 10 y 50 millones de años (Bucher y Grapes, 2011). Debido a problemas cinéticos, las reacciones no se inician hasta que no se sobrepasan en cierta medida las condiciones P-T de estabilidad de la asociación mineral reactante. Además, si bien las tasas de nucleación disminuyen a medida que aumenta la T, las de crecimiento aumentan de forma exponencial con la misma. Por su parte, los procesos tectónicos que acompañan al metamorfismo también son lentos, por lo que existe una buena probabilidad de que se completen las reacciones metamórficas a un tiempo dado. En síntesis, el tiempo geológico insumido por el metamorfismo es la concreción del conjunto de procesos físico-químicos que han tenido lugar en un ambiente determinado, para formar un conjunto de rocas metamórficas estables bajo determinadas condiciones de P-T. También incluye el tiempo post-metamórfico, o sea la concreción de los procesos físico-químicos relacionados con la exhumación de las rocas en superficie, para que podamos estudiarlas.

5. ¿CUÁLES SON LOS LÍMITES DEL METAMORFISMO?

Temperatura: 200-900°C
Presión: 0,2-2,5 GPa (2-25 kb)
>900°C → metamorfismo de ultra-alta T
>25 kb → metamorfismo de ultra-alta P

5.1. Inicio del metamorfismo

El metamorfismo comienza a T y P superiores a la diagénesis de las rocas sedimentarias, que en forma arbitraria podemos indicar como los 200°C y ~2 kb, respectivamente (Fig. 12; $150 \pm 50^\circ\text{C}$ según Bucher y Grapes 2011). O sea, este es el límite inferior, de baja T y P del metamorfismo. La primera aparición de minerales metamórficos marca el inicio del metamorfismo. Sin embargo, este límite no es fijo y depende del tipo de protolito sujeto a metamorfismo, a la existencia de agua y su cantidad presente y al ambiente tectónico involucrado. El paso de la diagénesis al metamorfismo de muy bajo grado es transicional (Fig. 8) y las rocas metamórficas formadas tienen características semejantes a sus equivalentes no metamórficos, siendo casi indistinguibles entre sí. Para diferenciarlas se requiere del uso de láminas delgadas para observaciones bajo el microscopio petrográfico y de otras técnicas para identificar los minerales metamórficos de grano muy fino que no son visibles a ojo desnudo.

Algunas rocas son más susceptibles que otras al inicio del metamorfismo. La transformación de protolitos que contienen vidrio o materia orgánica comienza a menor T que una pelita o un carbonato. Además, como se ha descrito en el punto 4.3., las rocas que contienen agua (pelitas) comienzan a transformarse por metamorfismo a menor T que las rocas secas o anhidras (ígneas máficas). Y con respecto al ambiente, el metamorfismo en las rocas de una zona de subducción fría comienza a una T menor que las rocas involucradas en el metamorfismo del orógeno adyacente, pero están sujetas a una P mayor que éstas (Fig. 3).

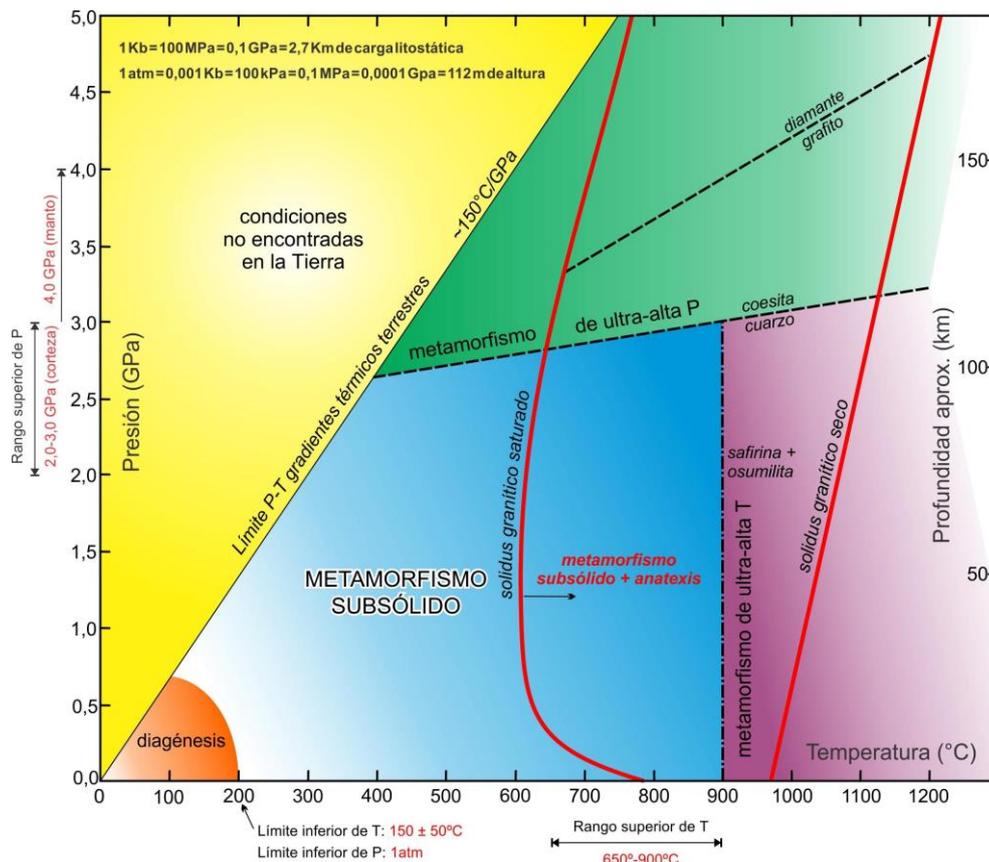


Figura 12. Diagrama de temperatura vs. presión que muestra la distribución del metamorfismo sub-sólido de la litósfera y de condiciones metamórficas raras, poco frecuentes en la Tierra, como los metamorfismos de ultra alta T y de ultra alta P. El campo celeste de “metamorfismo sub-sólido” se refiere a las condiciones normales de T y P de la corteza.

Los sedimentos acumulados en una cuenca sedimentaria comienzan a transformarse por metamorfismo a medida que son enterrados más profundamente en el interior de la corteza (Fig. 13). El aumento de la T y P se debe al gradiente geotérmico y a la sobrecarga por enterramiento o *soterramiento*, respectivamente, que son dependientes del ambiente geodinámico (punto 2.1). El

aumento progresivo de T y P involucra transformaciones físico-químicas que incluyen, en primera instancia, compactación, cementación y litificación para que un sedimento no consolidado se transforme por diagénesis en una roca sedimentaria. Luego de superada ésta etapa, a una profundidad y gradiente T-P dados, se accede al campo del metamorfismo. A escala microscópica de los granos, los procesos del metamorfismo son progresivos e incluyen la disolución por presión, cambio definitivo de la forma de los granos y transformaciones mineralógicas con formación de nuevos minerales. Ahora la roca sedimentaria se ha transformado en una roca metamórfica (Fig. 13).

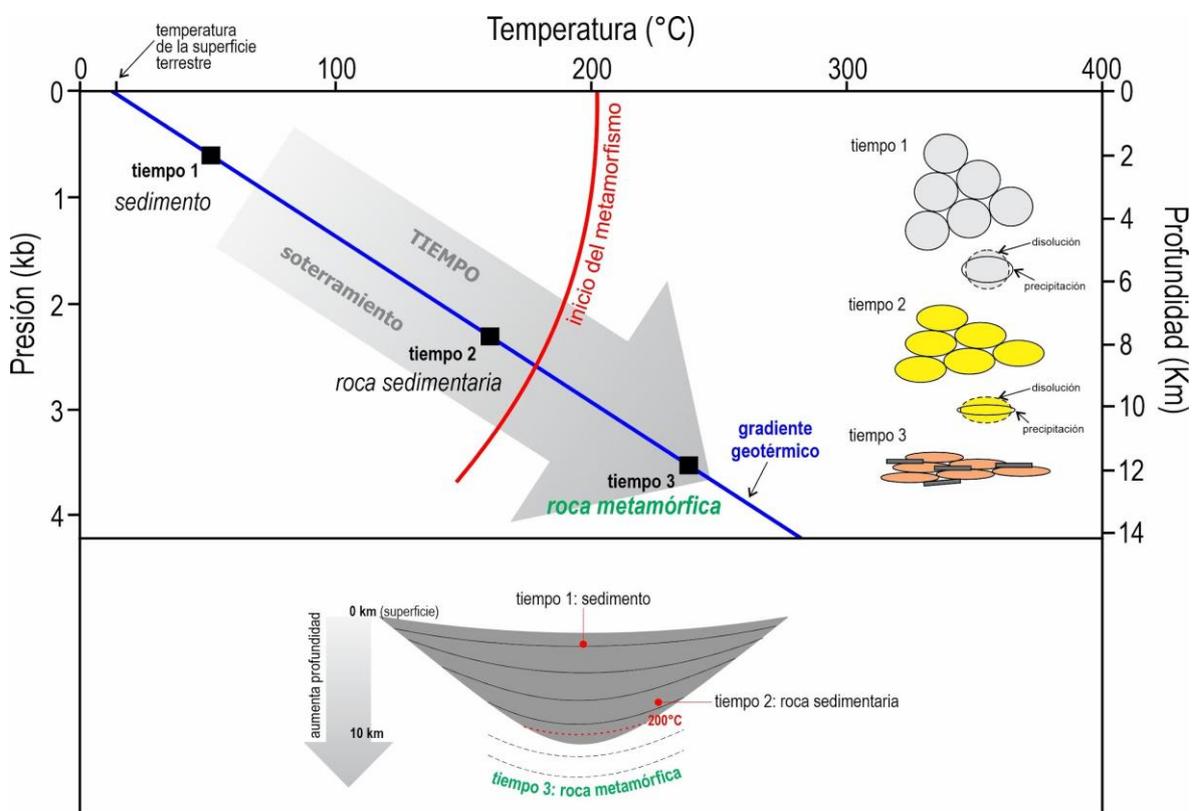


Figura 13. Diagrama de temperatura vs. profundidad que exhibe la transformación de un sedimento en una roca metamórfica por incremento progresivo de T y P.

5.2. Metamorfismo terminal: la anatexis y la formación de los magmas

El límite superior del metamorfismo ocurre a la T y P donde comienza la fusión parcial o *anatexis* del conjunto de rocas en cuestión. Las rocas metamórficas tienen un tamaño de grano lo suficientemente grueso para identificar sus componentes sin dificultad a ojo desnudo. Una vez iniciada la anatexis, el metamorfismo convive con el magmatismo y se forman migmatitas y magmas que

cristalizan en rocas plutónicas. Los magmas se pueden formar por aumento de la T, disminución de la P o por aumento en el contenido de los volátiles. Además, en su formación influyen el tipo de protolito y la composición del fluido presente, si es rico en H₂O o CO₂. La T de fusión parcial en un sistema seco y otro saturado en agua será mayor en las composiciones máficas y en las rocas anhidras, respectivamente (Fig. 14).

Si la roca que funde es una pelita o una grauvaca cuarzo-feldespática, el magma será de composición granodiorítica-granítica, mientras que si funde una roca ígnea máfica, la composición del fundido será tonalítico-trondhjemítico. El proceso de formación de migmatitas y magmas graníticos requiere que el agua de deshidratación del protolito que se está metamorfizando quede retenida y circulando en contacto con las rocas. Si el agua se infiltra hacia afuera, o sea que sale del conjunto de rocas sujetas a metamorfismo, la roca metamórfica formada es una granulita con una asociación de minerales anhidros de muy alta T.

5.3. Metamorfismos extremos: ultra-alta P y ultra-alta T

El metamorfismo de ultra alta presión (UAP) ocurre a P lo suficientemente alta como para estabilizar la coesita, que es el polimorfo de alta P de la SiO₂ (Fig. 12). La coesita metamórfica, el diamante, el granate majorítico y la magnesita + aragonita son minerales diagnósticos de este tipo de metamorfismo.

Las rocas de UAP registran P mayores que las que prevalecen dentro de la corteza que tiene un grosor máximo de 70-80 km y la P en la base es <25-27 kb. Son rocas poco frecuentes que provienen del manto y han sido identificadas en xenolitos, aunque también se citan con una amplia variedad de composiciones en unos pocos terrenos metamórficos de Eurasia.

El metamorfismo de ultra-alta temperatura (UAT) ocurre a T que superan los 900°C, con o sin fusión parcial, y que están dentro del rango de aquellas que prevalecen en la base de la corteza (Fig. 12).

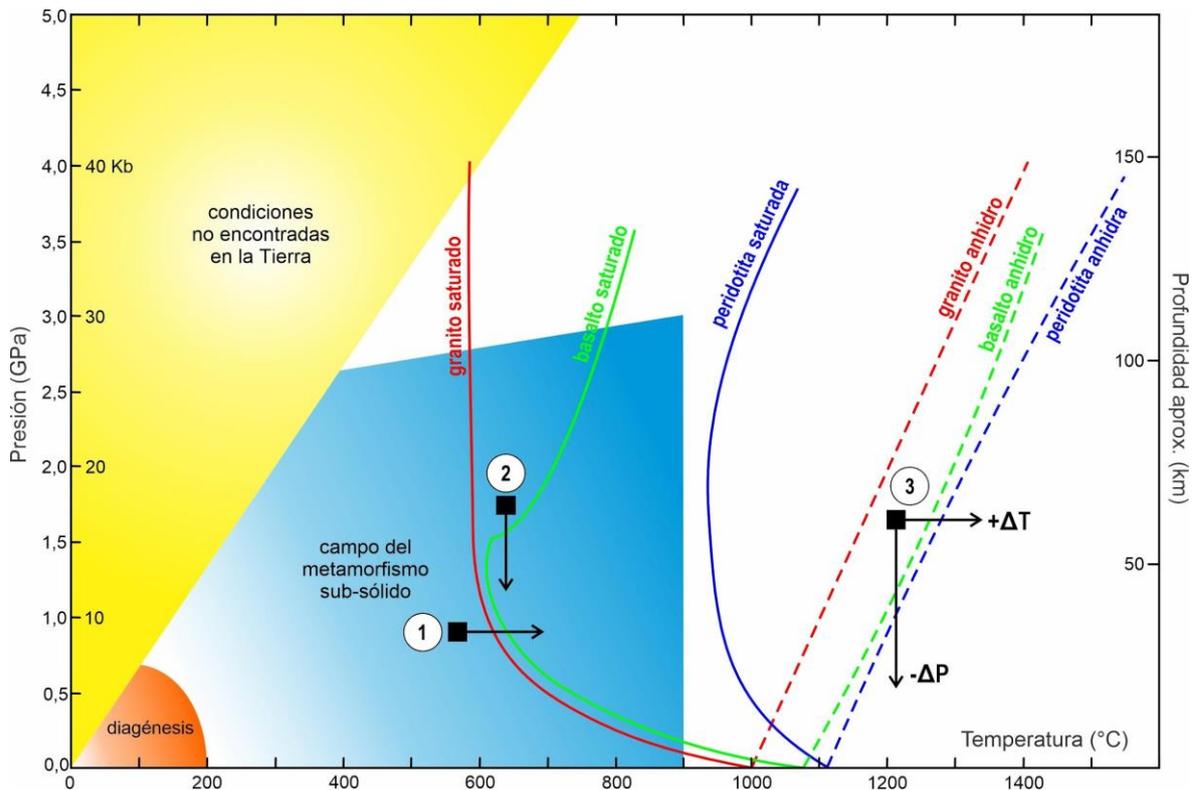


Figura 14. Diagrama que exhibe el efecto de la T, P y el agua en la formación de los magmas (modificado de Winter 2001). Las curvas incluyen los sistemas seco y saturado con agua para distintas composiciones de protolitos. La fusión parcial se puede producir por: 1. Aumento isobárico de T. Se producirá a menor T en las composiciones félsicas saturadas. 2. Descenso isotérmico de P. Es más eficiente en las composiciones máficas saturadas en agua. Para una roca ultramáfica se precisan las T y P del manto para producir su fusión parcial. 3. Idem anterior pero para rocas secas se precisa rangos de T-P más elevados para producir la fusión parcial.

Las rocas donde se encuentra el metamorfismo de UAT son extremadamente ricas en Mg-Al, anhidras y de naturaleza restítica. Las asociaciones minerales diagnósticas son safirina + cuarzo, ortopiroxeno + sillimanita ± cuarzo, osumilita + espinela + cuarzo, en metapelitas. También, pero menos comunes son el granate + ortopiroxeno y los feldespatos ternarios.

Las rocas de UAT también son poco frecuentes, aunque tienen mayor % de distribución mundial respecto de las de UAP. Están asociadas a rocas de muy alta T (Fig. 8), relacionadas en forma temporal y espacial con la ruptura o intento de ruptura de los supercontinentes.

Las rocas de UAP y UAT se forman en condiciones metamórficas extremas y son una excepción del metamorfismo dentro del contexto de la estructura en capas y de la tectónica de placas de la Tierra. Los procesos de formación y exhumación de estas rocas no dejan de ser, aún, un campo de investigación en vías de desarrollo.

6. ¿CUÁLES SON LOS TIPOS DE METAMORFISMO?

Existen unos cuantos tipos de metamorfismo debido a la diversidad de procesos que lo producen, por lo cual su clasificación se basa en criterios variados (Smulikowski *et al.* 2007). Sin embargo, en la práctica se pueden reunir en un puñado de grupos reducidos, teniendo en cuenta que varios metamorfismos, por sus características, se pueden ordenar en distintos grupos a la vez (Tabla 3, Fig. 15). Los tipos de metamorfismo más frecuentes que podemos encontrar se pueden ordenar según:

- ** La extensión areal sobre la que se produce (local, regional).
- ** El agente predominante (T, P, fluidos o ellos combinados).
- ** La causa particular o específica de formación (intrusión, fallamiento, impacto).
- ** El ambiente geodinámico (orogénico, anorogénico).

EXTENSIÓN	AGENTE	CAUSA / TIPO
LOCAL	temperatura	contacto (térmico)
	presión	dinámico (bárico)
	muy alta P-T	impacto
	T-fluidos	hidrotermal
REGIONAL	T-P	dinamotérmico u orogénico
	P carga	soterramiento
	T-fluidos	fondo oceánico

Tabla 3. Síntesis de los tipos de metamorfismo esenciales. Ver detalles en el texto.

6.1. Metamorfismo local

Afecta a un área o volumen de roca de extensión limitada. El metamorfismo puede atribuirse a una causa confinada a una intrusión ígnea, a fallamiento, al impacto de un meteorito o a la circulación de fluidos calientes ricos en agua.

El metamorfismo de *contacto* es térmico y se presenta en una aureola adyacente a un cuerpo ígneo intrusivo o en la base de flujos lávicos, principalmente en los máficos. La aureola térmica o de contacto se puede extender desde unos pocos centímetros hasta centenares de metros. La roca preponderante es el hornfels.

El metamorfismo *dinámico*, *cataclástico* o *cizalla* es bárico y se localiza en el entorno de las zonas de falla y de cizalla. La T tiene un rol secundario y el calor

generado es de naturaleza friccional. Hay reducción del tamaño de grano del protolito y se forman milonitas y cataclasitas (Tabla 3, Fig. 15).

El metamorfismo de *impacto* o *choque* es causado por el impacto de un meteorito. Si bien es un proceso exógeno porque se produce sobre la superficie terrestre, la cinética del cuerpo y las condiciones extremas de muy alta T (~1000°C) y P (hasta 10 kb), produce la trituración, fusión parcial y la vaporización de las rocas impactadas. Las rocas formadas son brechas de impacto con matriz vítrea, que proceden del material expulsado por el meteorito al caer o del fondo del cráter.

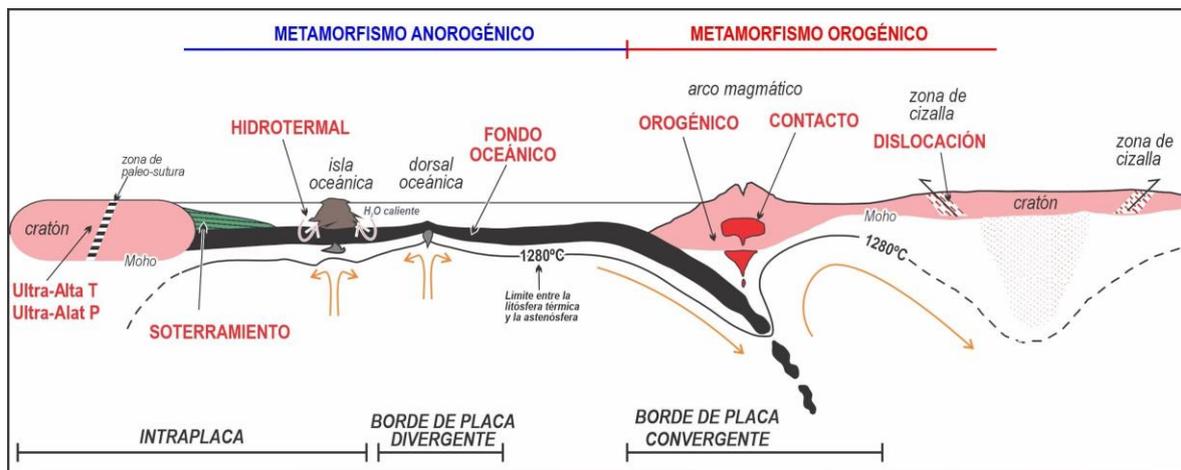


Figura 15. Los tipos de metamorfismo en relación a los ambientes geodinámicos según las placas.

El metamorfismo *hidrotermal* se produce cuando aguas calientes químicamente activas interactúan con un volumen de rocas. Está asociado a la circulación de fluidos calientes que contienen gran cantidad de iones disueltos. Puede ir acompañado de metasomatismo, o sea de sustracción o adición de compuestos químicos, que forman las *epidositas*. Estas rocas se componen principalmente de epidoto y cuarzo, y en menor proporción de clorita y anfíbol. Se forman en los sistemas hidrotermales del subsuelo marino, donde grandes cantidades de agua de mar modificada químicamente, reaccionan y reemplazan a los basaltos, gabros y plagiogranitos que forman la corteza oceánica.

6.2. Metamorfismo regional

Ocurre en un área extensa y afecta a un volumen considerable de rocas (Tabla 3, Fig. 15). Está asociado a procesos tectónicos de gran escala, como en las zonas orogénicas o de bordes de placas litosféricas (dorsales-expansión de fondo

oceánico, zonas de subducción y de colisión continental). También puede ocurrir en zonas anorogénicas de intraplaca (rift intracontinentales).

El metamorfismo *dinamotérmico* se produce por el aumento simultáneo de la T y P durante largos períodos de tiempo. Ocurre en grandes áreas de la corteza terrestre de cientos o miles de km² y que tiene gran actividad tectónica. Las condiciones físicas abarcan rangos variables de 200°-850°C y 2-10 kb (Fig. 12). Los cambios mineralógicos (blastesis) normalmente están acompañados por deformación tectónica, lo cual provoca la formación de fábricas planares (foliación) y lineales (lineación) en las rocas metamórficas. Los términos de metamorfismo “orogénico”, de “zona de subducción” y “barroviense” (punto 7.2) se han usado como sinónimos del metamorfismo regional dinamotérmico.

El metamorfismo de *soterramiento* se produce por el aumento de T y P a medida que un conjunto de sedimentos son enterrados en forma progresiva en el interior profundo de la corteza terrestre (Fig. 13). Los gradientes geotérmico y geobárico son de 20-30°C/km y de 3,5 kb/10 km de profundidad, respectivamente. Las rocas formadas por metamorfismo de soterramiento carecen de foliación. Además, como la transformación mineralógica de los protolitos es incompleta, preservan gran parte de sus rasgos originales. Es característico de las cuencas sedimentarias con subsidencia activa, donde se genera un importante espacio de acomodación para recibir sedimentos. Se ha estimado que los efectos del soterramiento son evidentes entre 10-12 km de profundidad, donde las cuencas pueden superar los 300°C si poseen una sobrecarga de rocas importante.

El metamorfismo de *fondo oceánico* está relacionado con el gradiente geotérmico alto (~50°/km) y la circulación de fluidos que exhiben los alrededores de las dorsales de expansión en los fondos oceánicos (Fig. 3). Su estudio proviene de las dorsales oceánicas actuales y de las ofiolitas antiguas.

Los fondos oceánicos están cubiertos en su mayoría por sedimentos no consolidados, comúnmente de unos pocos a varios cientos de metros de espesor, que están sustentados por los basaltos de la corteza oceánica. El metamorfismo de fondo oceánico es una combinación del soterramiento y la alteración hidrotermal. Incluye la hidratación estática de los minerales ígneos de los basaltos y la blastesis en cavidades y fracturas. Se producen nuevos minerales que exhiben cambios progresivos con la profundidad. La recristalización es incompleta, ocurre en un rango amplio de T y está favorecida por la circulación de

fluidos acuosos calientes y químicamente reactivos. Los metabasaltos resultantes preservan sus caracteres ígneos primarios y no tienen foliación metamórfica.

7. ¿CÓMO SE ESTIMA EN FORMA RELATIVA EL GRADO METAMÓRFICO?

La composición química de las rocas metamórficas no cambia de manera radical con el metamorfismo. Los elementos químicos se redistribuyen, pero no se pierden ni se introducen nuevos iones procedentes desde una fuente externa, salvo en el *metasomatismo*. O sea, debemos asumir que el metamorfismo es isoquímico, mientras que el metasomatismo es aloquímico. En consecuencia, cualquier cambio mineralógico, del tamaño de grano y de la fábrica es el resultado de la acción de la T, de la P y de los fluidos, o de la acción combinada de alguno de ellos para formar una roca metamórfica bajo un determinado grado.

Las rocas nos brindan la primera y mejor oportunidad de estimar en forma relativa el grado metamórfico. Una pizarra se forma en un grado metamórfico muy bajo. Su T de formación es transicional, aunque mayor, con la diagénesis pero es menor a la T de una filita. Y la T de esta última es más baja, y representa un grado metamórfico menor, que un esquisto y así sucesivamente. También un esquisto verde tiene un grado metamórfico medio y se forma a una T menor que una anfibolita. O una granulita es de mayor T que un esquisto.

Otras formas relativas de estimar las condiciones de T y P de formación de las rocas metamórficas son mediante las zonas metamórficas de profundidad, los minerales índices-zonas minerales y las facies-serie de facies metamórficas.

7.1. Las zonas metamórficas de profundidad

Se reconocieron tres zonas de la corteza terrestre en donde se pueden formar las rocas metamórficas (Grubenmann y Niggli 1924). Están basadas en el gradiente geotérmico y la profundidad donde actúa el metamorfismo. Según esta relación, dado que el gradiente geotérmico aumenta con la profundidad, los grados metamórficos más elevados estarán ubicados en las zonas más profundas. Las zonas metamórficas definidas por estos autores son:

(a) *Epizona o zona superior*: se caracteriza por sus condiciones de baja T (<300°C) y de P dirigida intensa. La P litostática es de poca importancia. La clorita

y el talco son minerales típicos de esta zona y las rocas son pizarra, filita y esquisto de grano fino, si se consideran los protolitos pelíticos.

(b) *Mesozona o zona intermedia*: la T (300°-500°C) y la P dirigida son mayores respecto de la zona anterior. Comienza a tener mayor influencia la P litostática y aparecen la biotita y muscovita. Los esquistos son micáceos y de grano grueso.

(c) *Catazona o zona inferior*: se caracteriza por su T elevada (500°-700°C) y la P es de tipo litostática. Aparecen la ortosa y los anfíboles y las rocas características de esta zona son la anfíbolita y el gneis.

El concepto de zonas de profundidad permaneció en uso durante décadas. En la clasificación de las zonas, se creía que los factores físicos de la temperatura, presión litostática y presión dirigida estaban estrictamente correlacionados con la profundidad y la aparición de determinados minerales bajo esas condiciones. Sin embargo, como veremos a continuación en el texto, las condiciones de temperatura (o grado metamórfico) alcanzadas durante el metamorfismo no están necesariamente relacionadas con la profundidad a la que ocurre el metamorfismo dentro de la litósfera, sino más bien al ambiente geodinámico dónde se desarrolla (p. ej. cinturones apareados, punto 7.8).

7.2. Minerales índices y zonas minerales

El geólogo británico *George Barrow* (1893, 1912) fue el primero que cartografió zonas minerales en el sur de Escocia. Cada zona lleva el nombre del *mineral índice* o *crítico* que aparece en ella. Identificó la variación de los tipos de rocas y sus asociaciones minerales durante el metamorfismo progresivo de pelitas. Tomó cada primera aparición de un mineral índice como el comienzo de una nueva zona y dividió el área cartografiada en una secuencia de zonas metamórficas de grado creciente. En la primera aparición del mineral índice marcó el límite inferior (de menor T o grado) de la zona en cuestión y le puso el nombre de ese mineral. La zona terminaba cuando aparecía un nuevo mineral índice (de mayor T o grado), no cuando desaparecía el mineral índice que le da el nombre a la zona, ya que puede persistir durante un tiempo hacia T mayores. Los minerales índices identificados por Barrow (para pelitas) son:

-T

+T

clorita → biotita → granate (almandino) → estaurolita → cianita → sillimanita

Las zonas minerales que identificó Barrow se denominan “zonas Barrovianas” y son las siguientes (Fig. 16):

- (1) Zona de clorita: lutita transformada en pizarra o filita que contienen clorita, muscovita, cuarzo y albita.
- (2) Zona de biotita: filita y esquisto con biotita, clorita, muscovita, cuarzo y albita.
- (3) Zona de granate: esquisto con porfiroblastos de granate, junto con biotita, clorita, muscovita, cuarzo y albita u oligoclasa.
- (4) Zona de estaurolita: esquisto con estaurolita, biotita, moscovita, cuarzo, granate y plagioclasa. La clorita puede estar presente como inclusiones.
- (5) Zona de cianita: esquisto/gneis con cianita, biotita, muscovita, cuarzo, plagioclasa y, normalmente, también granate y estaurolita.
- (6) Zona de sillimanita: esquisto y gneis con sillimanita, biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, granate y, a veces, estaurolita como inclusiones. Puede estar también presente la cianita.

Las zonas Barrovianas han sido cartografiadas en varios terrenos metamórficos y caracterizan al metamorfismo regional de P media de pelitas. Pero también se han estudiado otras zonas con minerales índices distintos a los Barrovianos. Por ejemplo, en el NE de Escocia se identificaron las “zonas de Buchan” (Read 1952) caracterizadas por los siguientes minerales índices:



Las zonas de Buchan caracterizan a los terrenos metamórficos donde la P es mucho menor respecto de las zonas Barrovianas.

El gran legado de Barrow fue la identificación de un gradiente metamórfico relacionado en forma espacial y temporal al gradiente geotérmico, y definido por cambios mineralógicos progresivos en rocas desde bajo hasta alto grado.

→ aumento del grado metamórfico →						
zonas minerales						
	clorita	biotita	granate	estaurolita	cianita	sillimanita
min. índices						
clorita			-----			

muscovita	.			
biotita		.		
granate			.	
estaurolita			.	-----
cianita				.-----
sillimanita				.
plagioclasa	.			
cuarzo	.			
	pizarra	filita	esquisto	gneis

Figura 16. Relación entre los minerales índices y las zonas minerales de Barrow según el grado metamórfico creciente. Se puede apreciar que se cambia de zona cuando aparece un mineral nuevo, no cuando desaparece el precedente.

Las zonas minerales se han usado para estimar en forma relativa el grado metamórfico, aún en rocas que no son metapelíticas, de forma simple y rápida durante los trabajos de campo. Los minerales índices son fáciles de identificar con una lupa de mano y así se puede predecir su distribución y el gradiente del metamorfismo directamente durante la cartografía.

Una misma zona mineral con un mineral índice o crítico debe corresponder a un grado metamórfico similar en cualquier terreno metamórfico. Pero recordemos que la formación de un mineral índice es el resultado de una reacción metamórfica, que es estable a determinadas condiciones físicas, especialmente de T. Y que tal reacción procede también según la composición química global de la roca. O sea que la aparición de un mineral índice se produce sólo si dicha composición es la adecuada. Las zonas minerales se adecuan a los minerales índices disponibles en cada caso y escala de cartografiado, según el terreno metamórfico y tratando de identificar la orientación del aumento metamórfico.

No siempre sucede la aparición de un determinado mineral en rocas metamórficas que han sido formadas en condiciones de P-T favorables. Por ejemplo, algunos esquistos y paragneises que están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita, no tienen minerales índices de alguna zona del grado que les correspondería (p. ej., granate). Sin embargo, por tratarse de rocas de grano grueso visible a ojo desnudo y portadoras de esquistosidad o bandeado gnéisico son rocas de alto grado metamórfico.

7.3. Las facies metamórficas

Otra alternativa para estimar en forma relativa el grado metamórfico es mediante el análisis de las facies metamórficas. Este concepto reemplazó al de zonas de profundidad cuando se comprobó que el grado metamórfico alcanzado durante el metamorfismo no está directa y estrictamente relacionado con la profundidad a la que ocurre el mismo, sino con el contexto geodinámico en el cual se desarrolla.

El finlandés *Pentti Eskola* y el neozelandés *Francis Turner* fueron pioneros en el estudio de las facies. Según Eskola (1920), una facies metamórfica involucra un grupo de rocas que alcanzaron el equilibrio químico bajo condiciones de T y P constantes, y su mineralogía está controlada únicamente por la composición química global del protolito. Incluye todas aquellas rocas que se han metamorfizado en idénticas condiciones, y si tuvieran la misma composición química, estarían formadas por los mismos minerales.

Por su parte, Turner (1981 y sus trabajos previos) consideró a las facies metamórficas como el conjunto de asociaciones minerales vinculadas en espacio y tiempo, de modo que existe una relación constante y, por lo tanto, predecible entre la mineralogía y la composición química global de las rocas.

La Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, acrónimo en inglés) definió las facies metamórficas, siguiendo los conceptos de Eskola (1920) y Turner (1981) dado que se complementan entre sí, como un conjunto de asociaciones minerales metamórficas, vinculadas y repetidas en forma temporal y espacial. Exhiben una relación regular entre la composición mineral y la geoquímica de roca total de las rocas, de modo tal que las sucesivas facies metamórficas aparecen relacionadas entre sí a diferentes condiciones metamórficas (Smulikowski *et al.* 2007). Los controles principales de las facies son las condiciones de T, P y la P de fluidos.

La aplicación del concepto de las facies durante la cartografía de las rocas metamórficas requiere tener en cuenta que:

** La facies a la cual se asigna una roca metamórfica o un conjunto de ellas representa las condiciones de máxima temperatura (pico o clímax metamórfico) experimentada por las rocas (punto 8.2).

** Todas las rocas recolectadas en un mismo afloramiento, sean (meta-) pelitas, basitas o calcáreas, pertenecen a la misma facies metamórficas, ya que se han formado bajo las mismas condiciones de T y P.

** Si conocemos la composición química de una roca, podremos predecir las asociaciones minerales que estarán presentes en la misma, estimando rangos de condiciones T-P. Este es el pilar esencial del cálculo del equilibrio químico y las pseudosecciones (punto 10.3.3).

** Las asociaciones minerales presentes, para un mismo rango de T y P, dependen de la composición química del protolito, pero todas las rocas pertenecen a la misma facies metamórfica. Cada protolito tendrá su propia asociación mineral para ese rango de T-P.

** Debe existir una facies distinta para cada conjunto distinto de asociaciones minerales.

Dada la variedad de composiciones químicas que tienen las rocas que pueden ser afectadas por metamorfismo, en la práctica cartográfica es conveniente definir un número limitado de facies que cubran las condiciones T-P del metamorfismo (Fig. 8, Tabla 1). Tal y como propuso originalmente Eskola (1920), las facies se definen basándose en los cambios mayores ocurridos en rocas de composición basáltica. Este autor definió 8 facies que son: esquistos verdes, anfibolitas con epidoto, anfibolitas, corneanas piroxénicas, sanidinitas, granulitas, esquistos con glaucofano (o esquistos azules, según su denominación actual) y eclogitas. Coombs (1961) añadió las facies de ceolitas y una “zona” de prehnita-pumpellyita. El geólogo japonés Akiho Miyashiro (1973) usó las diez facies anteriores pero renombró la última como facies de prehnita-pumpellyita. Las dos últimas se pueden agrupar bajo el término de facies sub-esquistos verdes.

7.4. Esquema de facies metamórficas y asociaciones minerales

Actualmente las facies metamórficas mantienen divisiones amplias del espacio T-P y el número exacto de las mismas varía según el autor considerado. Con el fin de evitar confusiones y ambigüedades en los nombres de las facies, a lo largo de este capítulo seguiremos el esquema compendiado por Yardley (1991) y que está basada en aquel de Miyashiro (1973). Las facies se utilizan, sobre todo, para el metamorfismo regional de metabasitas y metapelitas, en conjunción con los esquemas de zonas minerales de Barrow/Buchan. Por ejemplo, se describe el grado metamórfico de un esquistos con cuarzo-plagioclasa-biotita-granate que está en facies anfibolita, zona o grado de granate. Esto incluye que todas las rocas intercaladas con el esquistos estén en la misma facies.

El espacio T-P considera la división en 11 facies metamórficas con límites que no son absolutos sino que son “zonas transicionales” (Fig. 17). Los minerales diagnósticos de las facies se exhiben en la Tabla 4 y las asociaciones más importantes se pueden consultar en Smulikowski *et al.* (2007).

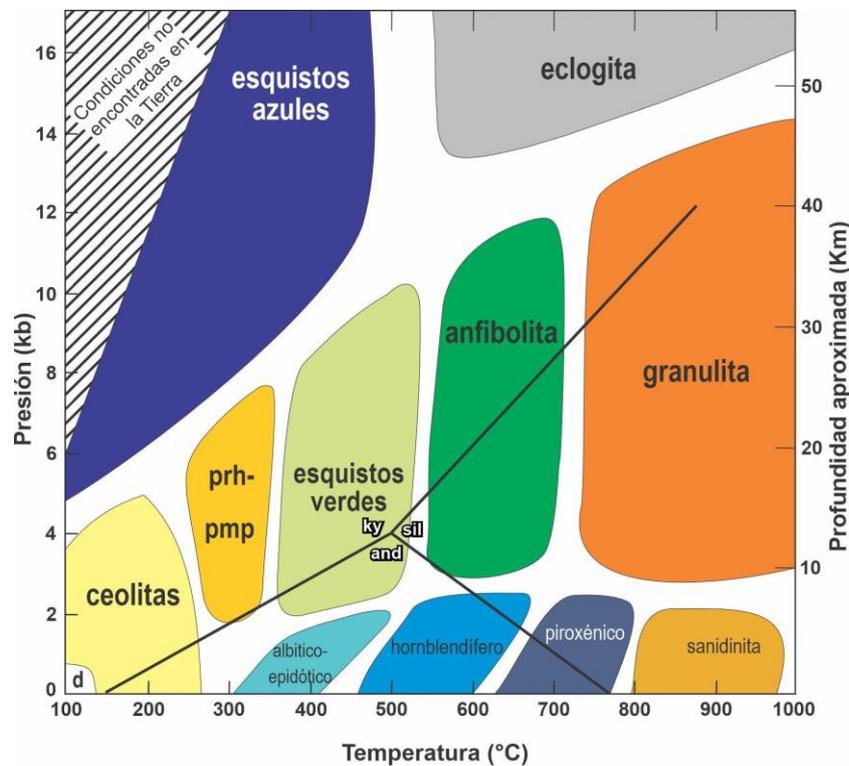


Figura 17. Diagrama T-P con las distintas facies metamórficas y sus límites aproximados. Adaptado de Yardley (1991). prh-pmp: facies de prehnita-pumpellyita. d: diagénesis. ky: cianita. and: andalusita. sil: sillimanita.

Una de las virtudes del esquema de facies metamórficas es que exhibe el desarrollo regular y secuencial de las facies en relación a las T-P alcanzadas, pero no precisa tales condiciones en forma absoluta. Los límites entre las distintas facies representan rangos de T-P a los cuales se producen las principales reacciones metamórficas de aparición o desaparición de los minerales.

FACIES	MINERALES DIAGNÓSTICOS	TIPO DE FACIES
ceolitas	heulandita, analcima, laumontita	muy bajo grado (sub-esquistos verdes)
prehnita-pumpellyita	prehnita, pumpellyita, estilpnomelano	
esquistos azules	glaucofano, lawsonita, fengita, paragonita, jadeíta, carfolita, aragonita	alta presión
eclogita	omfacita + granate (sin plagioclasa)	presión
esquistos	(1) clorita, albita, epidoto, tremolita-actinolita	

verdes	(2) muscovita, clorita, albita, cuarzo, cloritoide, biotita, granate (Mn-espesartina) (3) calcita, dolomita, talco, flogopita	moderada y temperatura media-alta
anfíbolita	(1) hornblenda, plagioclasa, epidoto, granate, cummingtonita, diópsido (2) plagioclasa, granate (Fe-almandino), estauroilita, cianita, sillimanita (3) calcita, dolomita, tremolita-actinolita	
granulita	(1) orto- y clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa, granate (2) granate, cordierita, sillimanita, feldespato K (3) calcita, dolomita, diópsido, forsterita	
hornfels albítico-epidótico	(1) albita, epidoto, actinolita, clorita, cuarzo (2) muscovita, biotita, clorita, cuarzo (3) calcita, talco, cuarzo	contacto (baja presión)
hornfels hornblendífero	(1) hornblenda, plagioclasa, diópsido, antofilita-cummingtonita (2) muscovita, biotita, andalucita, cordierita (3) dolomita, calcita, tremolita, talco	
hornfels piroxénico	(1) orto y clinopiroxeno, plagioclasa, olivina (2) cordierita, sillimanita, feldespato K, ortopiroxeno, granate, espinela) (3) calcita, forsterita, diópsido, periclasa, grosularia, wollastonita, vesuvianita	
hornfels sanidínico	(2) cordierita, mullita, sanidina, tridimita, vidrio (3) wollastonita, anortita, diópsido, monticellita	

Tabla 4. Síntesis de las facies metamórficas y sus minerales diagnósticos para distintas composiciones de protolitos: (1) metamáficas, (2) metapelitas, (3) metacarbonáticas.

7.5. Las facies y el gradiente geotérmico

Los cambios de facies y sus asociaciones minerales se deben a cambios en las condiciones de T y P del metamorfismo (Fig. 17). Por lo tanto, las facies y sus minerales indican la T y P de un determinado ambiente geológico de formación de rocas metamórficas. Por ejemplo, en un borde de placas convergentes relacionado a una zona de subducción se desarrolla una cordillera u *orógeno* en la placa continental (incluye el arco magmático), en forma más o menos paralela a la trinchera de la zona de acople con la losa oceánica.

El orógeno tiene un eje rectilíneo o curvilíneo central y regiones periféricas a ambos costados, que en conjunto abarcan varios miles de kilómetros de largo y un ancho variable de varias centenas de kilómetros (Fig. 18). El gradiente geotérmico varía de un lugar a otro, a lo largo y ancho del orógeno, es menor en la placa oceánica fría que se subduce (~10°C/km) y es mayor en la continental cabalgante (~30°C/km, Fig. 3). La secuencia de facies metamórficas en estos sectores depende de este gradiente geotérmico que está presente durante el metamorfismo. Además, el gradiente geotérmico aumenta desde la periferia hacia

el eje central donde se concentran el calor y el plutonismo del orógeno. Las rocas de alto grado en facies anfibolita/granulita se ubican en la zona axial (interna) del orógeno, profunda y caliente, y las de bajo grado en facies sub-esquistos verdes/esquistos verdes están adosadas sobre las zonas periféricas (externas), que son someras y de menor T. En la zona axial, las rocas de alto grado conviven con la anatexis y la formación de magmas que cristalizarán en rocas plutónicas. En las zonas periféricas, las de muy bajo/bajo grado pueden coexistir en transición con sus protolitos sedimentarios (Fig. 18).

El orógeno tarda decenas de millones de años en formarse y otra decena de millones de años más en exhumarse y erosionarse, hasta el punto de que hoy en día podemos estudiar en superficie las rocas metamórficas que se formaron a distintas profundidades dentro de la cordillera, e incluso analizar las rocas plutónicas asociadas, y en la placa oceánica subductada.

Las rocas metamórficas expuestas en superficie se distribuyen en conjuntos desde bajo hasta alto grado metamórfico. O sea que a lo largo de una misma superficie de exposición aparecen rocas de distintas facies y con asociaciones minerales disímiles, que varían entre facies sub-esquistos verdes y anfibolita/granulita o esquistos azules y eclogita, si pertenecen a la parte continental u oceánica del orógeno, respectivamente.

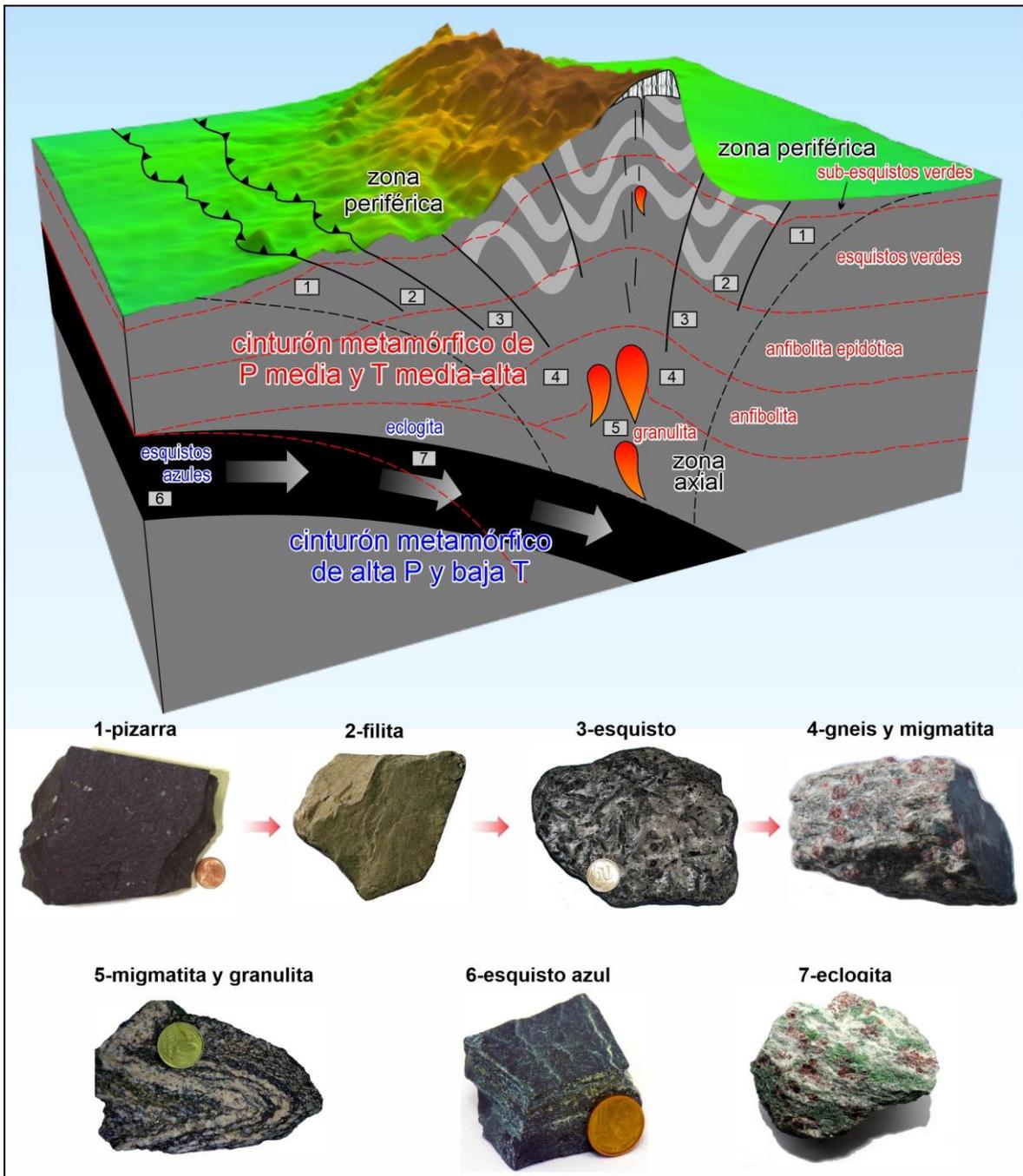


Figura 18. Bloc diagrama 3D que exhibe la distribución de las facies según la profundidad, los gradientes geotérmico y geobárico presentes y las rocas asociadas (metamorfismo progresivo de una pelita y una roca ígnea máfica), según el sector considerado de la zona de subducción. Foto de la eclogita de Kevin Walsh (<https://www.flickr.com/photos/86624586@N00/5470954595/>), bajo licencia Creative Commons Atribución 2.0 Genérica de Wikimedia Commons.

Las rocas en facies de anfibolita/granulita representan sectores del orógeno que han sido cada vez más elevados, en tiempos post-metamórficos, respecto de porciones previamente enterradas más profundamente en la raíz del mismo en el momento del metamorfismo. Pero raramente las rocas de bajo a alto grado que

aparecen juntas en los afloramientos representan estrictamente secciones verticales originales (en profundidad) y, por lo tanto, no son equivalentes auténticos del gradiente geotérmico (T vs. profundidad, Fig. 19a–c).

7.6. Las facies y el gradiente metamórfico de campo

Los cambios de facies y sus asociaciones minerales también están influenciados por el aumento en la P que, del mismo modo que la T, se correlaciona con la profundidad (gradiente geobárico). Entonces el cambio en las facies y los minerales, y por lo tanto en las rocas sobre los afloramientos, se debe a un efecto combinado de la variación de los gradientes geotérmico y geobárico, el levantamiento post-metamórfico y la erosión concomitante. Esta combinación induce al pasaje gradual (transición) de los gradientes T/P desde bajos en los sectores periféricos hasta altos en el núcleo del orógeno (Figs. 18, 19). Por ejemplo, durante la etapa de soterramiento, un conjunto de protolitos encuentra los efectos del aumento de P de forma inmediata a medida que se entierran a mayor profundidad (Fig. 13). Pero aumentar la T tomará más tiempo respecto de P. El calor tiene que migrar por conducción desde los alrededores hacia los protolitos que están fríos para aumentar su T. En esta etapa, las rocas siguen un camino dentro de la corteza que es semejante al gradiente geotérmico (Fig. 19d). Cuando las rocas (pizarra hasta gneis según el sector de la corteza que se encuentren) están casi enterradas hasta su profundidad de formación (máxima), el calor conducido desde la raíz del orógeno provocará un aumento de T y las rocas pasarán por una etapa de calentamiento a una P equivalente a la máxima encontrada por cada roca (Fig. 19e). A lo largo de este camino, cada roca encontrará el gradiente T/P regional y también la P máxima del metamorfismo.

El calentamiento progresivo de las rocas provoca la disminución de su densidad y, por lo tanto, habrá una respuesta isostática al calentamiento. Las rocas comenzarán a elevarse, y junto con ellas provocarán el levantamiento de las rocas que están por arriba. El ascenso cortical por sí solo no causará una disminución de P, pero la erosión concomitante de la región levantada eliminará el material suprayacente y, eventualmente, la P comenzará a disminuir. Durante esta etapa de levantamiento, las rocas seguirán ganando T porque se están expandiendo y transportan consigo el calor (convección). En algún momento de la etapa, cada roca encontrará su T máxima (Fig. 19e).

La etapa neta de destechado (*unroofing* en inglés) progresivo ocurre cuando la tasa de erosión es lo suficientemente alta como para que la P comience a disminuir drásticamente. A medida que las rocas calientes se mueven a un entorno de menor P, el calor transportado se conducirá hacia sus alrededores más fríos y la T disminuirá gradualmente hasta alcanzar la existente en la superficie. Ahora las rocas forman parte de los afloramientos y dado que el equilibrio químico está controlado más por la T que la P, las asociaciones minerales reflejarán aquellas estables a la T máxima, pero no necesariamente a la P máxima (punto 8.1). Así, el aumento progresivo de la T deducido de un conjunto de rocas en cualquier parte del orógeno reflejará un gradiente térmico algo mayor que el gradiente geotérmico verdadero (estrictamente T vs. profundidad), y que se denomina *gradiente metamórfico de campo*. Este gradiente térmico deducido del análisis de la progresión de las facies en los afloramientos se obtiene uniendo los puntos de T máxima alcanzado por el conjunto de rocas durante un mismo evento metamórfico (Fig. 19e). Así, en el espacio T/P de los campos de las facies (Fig. 17), cada conjunto de rocas tendrá su propia historia de evolución metamórfica, con rangos T/P distintivos, según se encuentren ubicadas sobre el eje central o las zonas periféricas del orógeno o en la zona de subducción (Fig. 19f). El análisis de las rocas en los afloramientos, de la progresión de sus facies y asociaciones minerales permite deducir los gradientes metamórficos de campo y definir las *series de facies metamórficas* que, a su vez, describirán un determinado ambiente geológico de formación para los cinturones de rocas metamórficas.

7.7. Serie de facies metamórficas

Los esquemas de las zonas metamórficas de Barrow y Buchan se utilizaron durante más de dos décadas para caracterizar el grado metamórfico en los cinturones metamórficos. Pero se observó que en alguno de ellos no aparecían uno o varios de sus minerales índices de alto grado, o sólo se exhibían aquellos de bajo grado que comparten en común (clorita, biotita), y entonces se producía cierta incertidumbre en la identificación estricta de alguna de estas zonas.

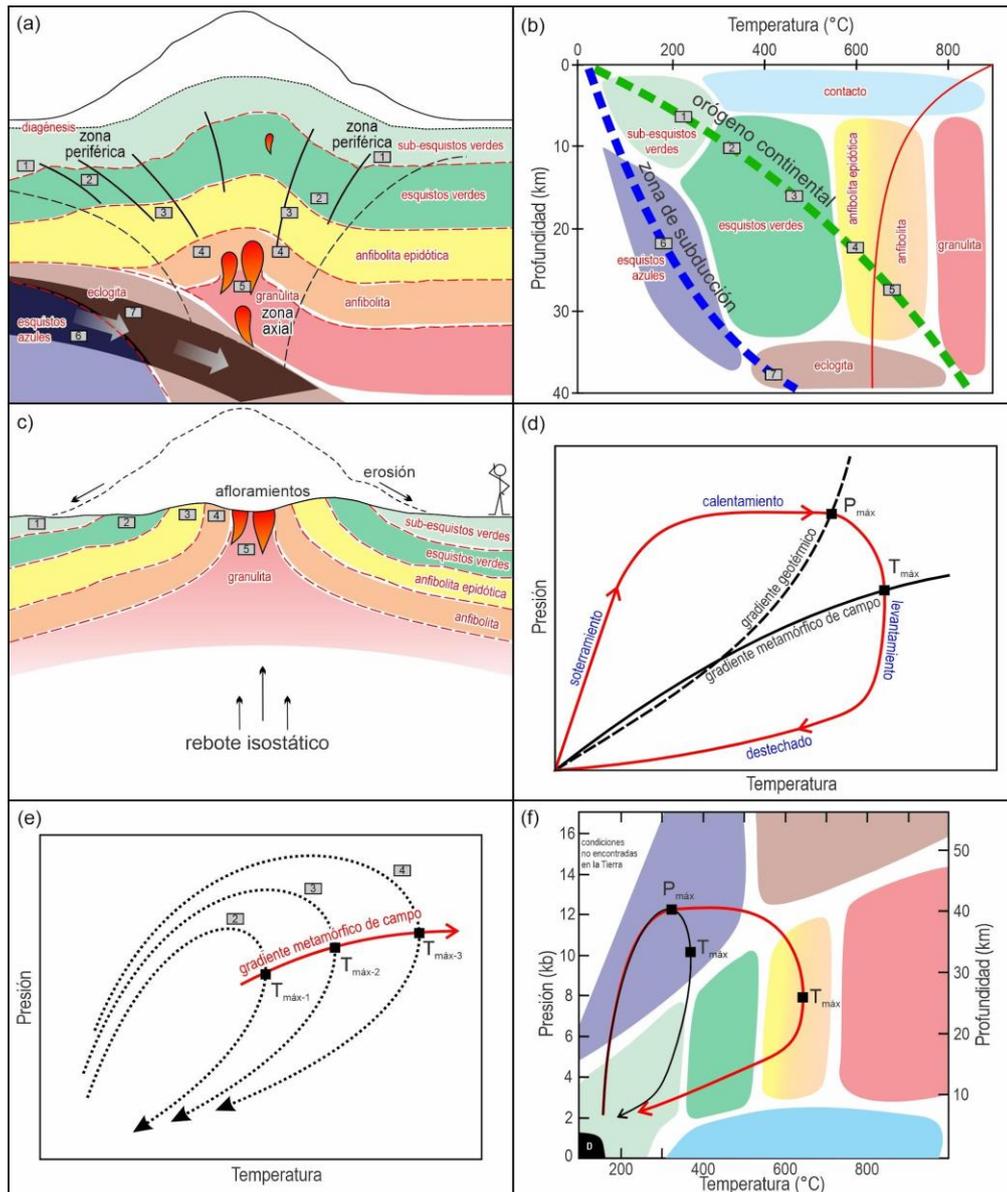


Figura 19. a) Distribución de las facies metamórficas según la profundidad en una zona de subducción activa. b) Diagrama P-T con las facies en profundidad y los gradientes geotérmicos asociados, en el orógeno (línea verde) y en la zona de subducción (línea azul). c) Distribución de las facies metamórficas en superficie luego de la exhumación del orógeno. d) Diagrama T-P con las etapas metamórficas experimentadas por las rocas desde su enterramiento hasta su exposición en superficie. Diferencias de T y P entre los gradientes geotérmico y metamórfico de campo. e) Gradiente metamórfico de campo. f) Diagrama T-P con la trayectoria metamórfica seguida por rocas en la zona de subducción, cuyo ciclo de calentamiento/exhumación es rápido (curva negra) o lento (curva roja), luego de superada la P máxima. En el primer caso, la roca conserva una asociación mineral de alta P, y en el otro no quedan vestigios de la misma y la roca está re-equilibrada en condiciones de P media. Números con rocas como en la figura 18.

Miyashiro (1961, 1973) reconoció minerales índices que son distintos a los de Barrow/Buchan y definió con ellos facies metamórficas de baja P (semejante a Buchan) y de alta P. Identificó que estas facies se vinculaban entre sí en una secuencia progresiva, alojada con dirección perpendicular al eje orogénico de un

cinturón metamórfico (Fig. 18). Ciertas facies se asociaban más comúnmente entre sí que otras en determinados terrenos, y algunas facies nunca aparecían juntas. Estas secuencias de facies típicas de una región particular fueron denominadas como *series de facies metamórficas* y se describen a continuación:

(1) Serie de facies de alta P y baja T o Sanbagawa (Franciscana o Alpina), con jadeíta y glaucófano en las metabasitas. El gradiente geotérmico es menor a 10°C/km. La sucesión de facies es: ceolitas → prehnita-pumpellyita → esquistos azules → eclogita.

(2) Serie de facies de P y T intermedias o Barroviense, con cianita y sillimanita en las metapelitas. El gradiente geotérmico es variable entre 20°-40°C/km. La sucesión de facies es: esquistos verdes → anfíbolita epidótica → anfíbolita → granulita.

(3) Serie de facies de baja P y alta T o Abukuma (Buchan), con andalucita y sillimanita en las metapelitas. El gradiente geotérmico es de 40°-80°C/km. La sucesión de facies es: esquistos verdes → anfíbolita → granulita.

(4) Serie de facies de muy baja P y T media/alta (agregadas con posterioridad) o de metamorfismo de contacto, con cordierita y andalucita en las metapelitas. El gradiente geotérmico es >80°C/km. La sucesión de facies de hornfels o corneanas es: albítico-epidótico → hornblendífero → piroxénico → sanidinita.

Cada serie de facies metamórfica se corresponde con una curva de evolución T-P diferente, que es el reflejo de un gradiente metamórfico distintivo (Fig. 20).

7.8. Cinturones metamórficos apareados

La vinculación temporal y espacial de las series de facies metamórficas llevó a Miyashiro (1961, 1973) a definir, también, los *cinturones metamórficos apareados*, emparejados o de a pares, reconocidos por primera vez en Japón. Se trata de dos

fajas de rocas metamórficas dispuestas en forma paralela entre sí, que tienen rangos T/P (y asociaciones minerales) contrastantes y se desarrollan en forma transversal al eje orogénico de una cordillera (Fig. 18). O sea, los cinturones metamórficos apareados se ubican a lo largo de los límites de placas convergentes (subducción o colisión).

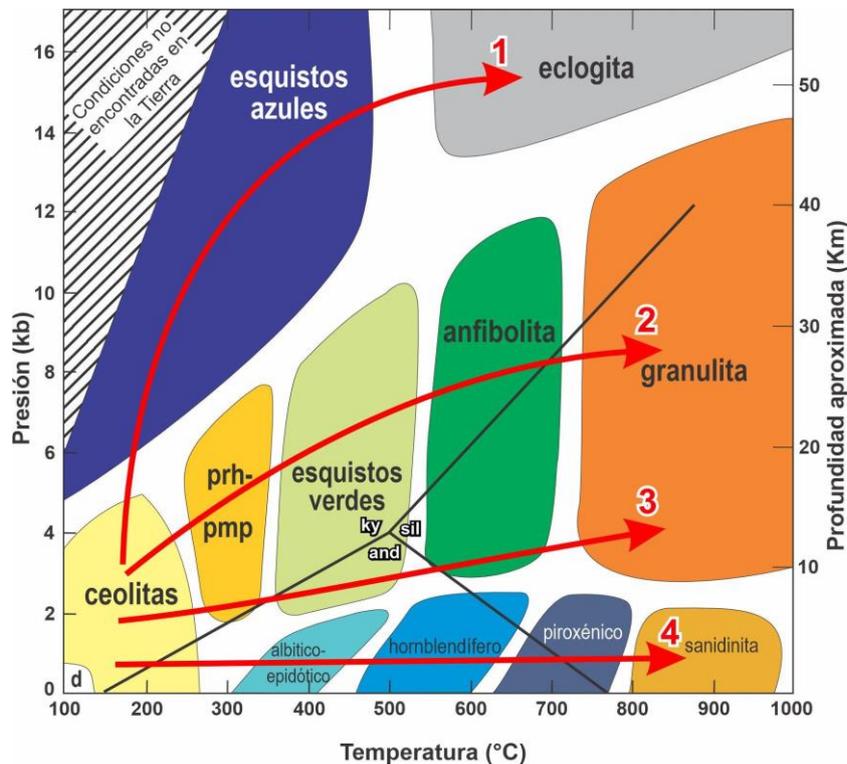


Figura 20. Diagrama T-P con las series de facies metamórficas: (1) Sanbagawa o Franciscana, (2) Barroviense, (3) Abukuma o Buchan y (4) Contacto. d: campo de la diagénesis. Silicatos de aluminio: ky: cianita; sil: sillimanita; and: andalucita. prh-pmp: facies prehnita-pumpelliya.

Tal como los definió Miyashiro, un cinturón o faja es de rocas de alta P y baja T (Sanbagawa, facies esquistos azules) y se ubica en el sector oceánico externo (placa subducida, trinchera y prisma de acreción). El otro cinturón tiene rocas de baja P y alta T (Abukuma-Ryoke, facies esquistos verdes) y se aloja en el sector continental interno (placa cabalgante, zona del arco). En forma alternativa, este cinturón es de tipo Barroviense con gradientes T/P moderados y también asociado a la serie de facies de metamorfismo de contacto, producido por los cuerpos plutónicos del arco magmático. Si bien los dos cinturones metamórficos se forman al mismo tiempo, y por ello son groseramente contemporáneos en edad de metamorfismo (sincrónicos), están yuxtapuestos en contacto tectónico mediante zonas de cizalla o cabalgamientos y su exhumación es diacrónica.

Si el cinturón de rocas de alta P y baja T no se exhuma relativamente rápido después de que cesa la subducción, el conjunto volverá a equilibrarse con el gradiente geotérmico estándar, según el sector de la corteza en el cual se encuentre exhumado, y se perderá el registro geológico de las facies de esquistos azules/eclogita (Fig. 19f). Es común que un esquistos azul esté casi o totalmente retrogradado a un esquistos verde y una eclogita a una anfibolita o retro-eclogita.

Miyashiro (1961) reconoció tempranamente, bastante antes de postularse la teoría de la tectónica de placas hacia fines de los '60, que las facies metamórficas dependían del ambiente tectónico dónde se formaban las rocas y que dentro de un mismo orógeno se desarrollaban series de facies metamórficas diferentes. Posteriormente fue Ernst (1976) uno de los pioneros en relacionar las series de facies con los distintos ambientes geodinámicos dentro del esquema de la tectónica de placas. Estimó que los cinturones metamórficos apareados permiten interpretar la (paleo-) dirección de la zona de subducción y el sentido del hundimiento de la losa oceánica, y con ello identificar la ubicación del arco magmático. En definitiva, el análisis de los cinturones metamórficos aporta datos para interpretar globalmente los sistemas orogénicos de subducción a colisión.

En los últimos años, el mayor conocimiento logrado de los procesos metamórficos a través de la petrocronología ha generado cierto escepticismo sobre el esquema de Miyashiro que fue considerado como "simplista". Los trabajos sugieren que los márgenes de subducción suelen mostrar un movimiento oblicuo y que los cinturones metamórficos, si bien son contrastantes en sus gradientes T/P y se pueden formar en diferentes sectores del mismo margen, pueden ser diacrónicos y se yuxtaponen mucho tiempo después. También indican que a lo largo de las zonas de subducción se pueden acumular terrenos alóctonos por colisión y que, por lo tanto, los cinturones metamórficos con asociaciones minerales contrastantes pueden haber sido producidos en ambientes remotos, y no formados por adosamiento a los costados del eje orogénico central.

Sobre la base de estos nuevos estudios se generalizó y extendió más ampliamente el uso del concepto de cinturón metamórfico apareado, desde la propuesta original de los orógenos de subducción-colisión hasta los de acreción (Brown 2010). Según este autor son "cinturones penecontemporáneos de metamorfismos contrastantes, que registran diferentes gradientes térmicos aparentes, uno más caliente y otro más frío, y están yuxtapuestos por procesos

de la tectónica de placas”. Esta re-adequación extiende el concepto original de Miyashiro (1961) más allá del simple emparejamiento de cinturones metamórficos de alta dT/dP y baja dT/dP , y lo hace más útil en el contexto de la relación entre los regímenes térmicos y los ambientes tectónicos (Brown 2010).

8. ¿CUÁLES SON LOS CAMBIOS MINERALÓGICOS DURANTE EL METAMORFISMO?

Los cambios mineralógicos durante el metamorfismo incluyen la desaparición de los minerales del protolito, la formación de minerales a expensas de granos preexistentes del mismo mineral (recristalización), la formación de nuevos minerales (cristalización metamórfica o blastesis), el aumento del % modal y la variación de la composición química de un mineral o de varios minerales en forma simultánea.

Los minerales de las rocas metamórficas se agrupan en *porfiroblastos* y *matriz*. Un porfiroblasto es un cristal que tiene un tamaño que lo distingue a simple vista del resto de los minerales de la roca. Es de mayor tamaño relativo respecto de la matriz de grano fino que lo rodea (Fig. 21). Por lo general, los porfiroblastos son euhedrales, pero también pueden ser subhedrales o anhedrales. Si el porfiroblasto tiene pequeñas inclusiones de otros minerales en su interior, se denomina como *poiquiloblasto*. A veces las rocas metamórficas están compuestas únicamente por matriz, sin porfiroblastos.

El tamaño absoluto y la distribución de los tamaños de grano de los minerales dependen de la relación entre las velocidades relativas de nucleación y crecimiento. La andalucita, cianita, sillimanita, granate y estauroлита tienen tasas de nucleación bajas y tendencia a aparecer como pocos granos de tamaño relativo grande, por lo cual tienden a formar porfiroblastos. El cuarzo, la muscovita y los feldespatos tienen tasas de nucleación altas y suelen presentarse como granos abundantes, pero de tamaño más fino formando la matriz de las rocas metamórficas. El anfíbol, biotita y clorita pueden aparecer tanto en porfiroblastos como en la matriz.

La formación de los porfiroblastos depende del tipo y composición química del protolito y del grado metamórfico alcanzado. Los silicatos de aluminio, el anfíbol y el par calcita-dolomita son más comunes en las metapelitas, metamáficas y metacarbonáticas, respectivamente.

Los cambios mineralógicos se producen por reacciones metamórficas (químicas) desencadenadas por variaciones de la T, la P o la composición de la fase fluida. Las reacciones metamórficas están gobernadas por las leyes termodinámicas y ocurren al estado sólido. Son las que regulan la aparición o la desaparición de los minerales durante el metamorfismo.



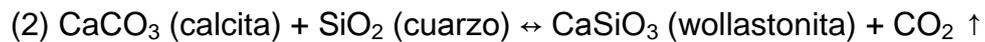
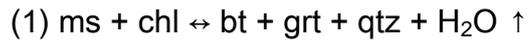
Figura 21. Muestra de mano de esquistos porfiroblásticos con granate y estaurólita. Diámetro de la moneda: 1,1 cm. La matriz se compone de cuarzo, biotita y muscovita de tamaño de grano más pequeño respecto de los porfiroblastos. Sierras Pampeanas Occidentales de Umango, La Rioja.

Según el diccionario de la Lengua Española de la Real Academia (<http://www.rae.es/>), la termodinámica es la “parte de la física que estudia las relaciones entre el calor y las restantes formas de energía”. Como el calor es la principal fuente de energía del metamorfismo, la termodinámica nos permite: (1) identificar cuáles son los minerales, o asociaciones de ellos, que se formarán bajo determinadas condiciones de T y P (predecir las reacciones metamórficas), (2) establecer el equilibrio químico sólido-sólido y (3) usar las asociaciones y composiciones de los minerales para determinar las condiciones físico-químicas de formación de las rocas (= geotermobarometría o cálculos T/P absolutos).

Las reacciones metamórficas nos brindan información de las condiciones T/P de formación de las rocas metamórficas en el *equilibrio químico*. No proporcionan información geológica sobre la historia previa o posterior al mismo.

Las reacciones metamórficas intervienen directamente en la nucleación y el crecimiento de nuevos minerales (*blastesis*), a partir de minerales preexistentes inestables. La blastesis comprende un conjunto de procesos de disolución, de transporte de los elementos químicos a la superficie de crecimiento del / de los mineral/es neoformados, la incorporación de estos a la superficie del grano y la liberación de otros elementos que no entran en el / los mineral/es neoformados.

Ejemplos de algunas reacciones metamórficas:



8.1. Significado geológico del equilibrio químico en las rocas metamórficas

Cuando estudiamos las rocas en el terreno observamos sus minerales con una lupa de mano o cuentahílos. En el laboratorio utilizamos un microscopio estereoscópico (lupa binocular) o las analizamos en láminas delgadas bajo un microscopio petrográfico. Lo tangible que observamos son las rocas y sus minerales, mientras que las reacciones metamórficas, el equilibrio químico y la transferencia de los distintos tipos de energía se encuentran tácitos o implícitos en ellos. O sea, no se perciben formalmente, de modo tal que se infieren o se suponen a partir del análisis de los minerales y las rocas. La interpretación del equilibrio químico proviene de la petrología experimental y la aplicación de los principios de la termodinámica.

Un conjunto de minerales está en *equilibrio* si son estables bajo ciertas y determinadas condiciones específicas de T y P durante un tiempo determinado. Por ejemplo, los argilominerales de una pelita dejan de ser estables (se rompe su equilibrio químico) cuando ésta es sometida a soterramiento, aumenta la T y P del entorno y se metamorfiza. A expensas de ellos se forman sericita y clorita (nuevos minerales), que son estables bajo las nuevas condiciones de T y P, y la pelita se ha transformado en una pizarra o filita, según la intensidad de la T y P (Fig. 13).

8.2. Las asociaciones minerales y el equilibrio químico

En la práctica, el primer paso para estudiar el equilibrio químico de una roca metamórfica es examinar la petrografía con la lupa de mano y el microscopio de polarización. Se analizan el tamaño, forma, composición, orientación y distribución espacial de sus componentes. Los minerales en equilibrio son los que se tocan, o sea que están en contacto racionales entre sí, con límites coherentes entre cristales y un tamaño de grano más o menos uniforme. No tienen que tener zonación composicional, ni reemplazos que los separe de otros minerales en alguna parte del contacto o alteraciones supergénicas posteriores. Seguidamente hay que establecer: (1) la *asociación mineral de equilibrio (equilibrium mineral assemblage)* que se compone del conjunto de minerales que están en contacto mutuo (se tocan), en una parte químicamente homogénea de la roca y para un tiempo determinado (Fig. 22a); y (2) la *paragénesis mineral (mineral parageneses)* que es el conjunto de asociaciones minerales que se suceden en el tiempo y espacio, y que se reemplazan unas a otras durante la evolución metamórfica (Fig. 23b). Como veremos a continuación en el punto 9, cada asociación mineral representa cada una de las condiciones T-P reunidas a lo largo de la evolución metamórfica de la roca que la contiene (Figs. 19d–f). De las asociaciones y paragénesis quedan excluidos los minerales del protolito (relictos) y las alteraciones supergénicas.

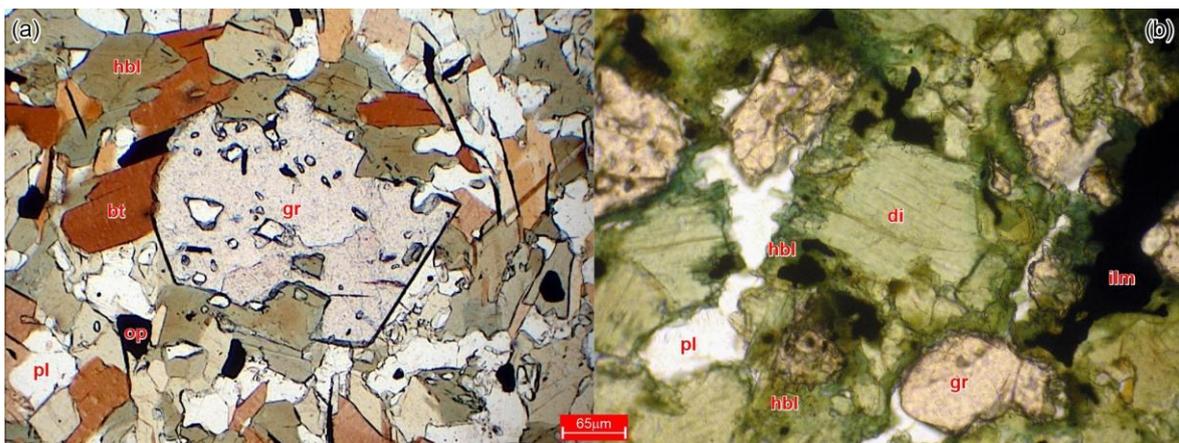


Figura 22. Fotomicrografías de láminas delgadas (nicos paralelos) con: a) Porfiroblasto de granate (gr) en una anfibolita biotítica. La única asociación se compone de hornblenda (hbl) + plagioclasa (pl) + biotita (bt) + granate + opaco (op). Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas Orientales de San Luis. b) Retro-eclogita con dos asociaciones metamórficas: diópsido (di) + granate (gr) [asociación 1] → hornblenda (hbl) + plagioclasa (pl) + ilmenita (ilm) [asociación 2]. Sierras Pampeanas Occidental de Umango, La Rioja.

En el momento de describir los minerales y sus asociaciones en una roca metamórfica estamos analizando indirectamente el resultado termodinámico de las reacciones metamórficas y sus distintas formas de energía, en definitiva consideramos el equilibrio químico alcanzado durante el metamorfismo.

Sin embargo, las rocas no conservan todas las asociaciones minerales que experimentan a lo largo de su evolución metamórfica, por lo cual debemos asumir que: (1) el grupo de minerales más representativo por abundancia modal o composicional, que se tocan entre sí, corresponde a la asociación mineral del equilibrio y (2) que dicha asociación mineral corresponde a las condiciones de T y P máximas alcanzadas, o sea al *clímax* o pico del metamorfismo. Una roca que exhibe estas dos características combinados es estable y ha alcanzado las condiciones de equilibrio químico y se encuentra en un estado de energía mínima. Las rocas, y por ende los minerales que las forman, al igual que todos los sistemas naturales, tienden a permanecer estables, en estados de energía mínima, en determinados períodos de tiempo. Y tal como ocurre con las personas, que es difícil sacarlas de su zona de confort (estabilidad), a una roca metamórfica tampoco le gusta la inestabilidad. Si ocurre algún proceso geológico que conduce a modificaciones de las condiciones T-P, entonces la roca se desestabiliza, activa reacciones metamórficas (químicas) para formar nuevos minerales y así lograr retornar a una nueva condición de equilibrio y estabilidad, que es distinta a la anterior (Fig. 19f).

En síntesis, las condiciones físico-químicas (P-T-X) de estabilidad (= comodidad) entre los distintos minerales de una roca se estudian en forma *cualitativa* o relativa, mediante el análisis petrográfico de las asociaciones minerales y paragénesis. Y también se calculan en forma *cuantitativa* o absoluta mediante el procesamiento de datos basados en la termodinámica del equilibrio químico de las rocas. El estudio de las variables termodinámicas del equilibrio químico es complejo y usualmente se realiza en computadoras, ya sea utilizando programas de modelado termodinámico o programas específicamente diseñados para geotermobarometría (punto 10.3.1).

9. PATRÓN O TRAYECTORIA DE PRESIÓN-TEMPERATURA-tiempo (P-T-t)

Los cambios de T y P durante el metamorfismo son dinámicos en un lapso de tiempo determinado. La *trayectoria presión (P)-temperatura (T)-tiempo (t)* o P-T-t es el conjunto de todas las condiciones P-T experimentadas por una roca durante su historia metamórfica (Fig. 19). La trayectoria es una línea que tiene una forma curva o de bucle que conecta todos los puntos P-T a los que se ha visto sometida una roca desde el comienzo de su historia metamórfica (soterramiento) hasta el momento de su exposición en superficie (exhumación). La trayectoria es una forma gráfica de representar, mediante un dibujo, el *tiempo relativo* que ha transcurrido para la formación de una roca metamórfica.

La trayectoria P-T-t tiene una parte *prógrada* y otra *retrógrada*. La primera está relacionada a reacciones metamórficas que se producen por incremento de la T, mientras que la otra se vincula a aquellas por descenso de la T (Fig. 23).

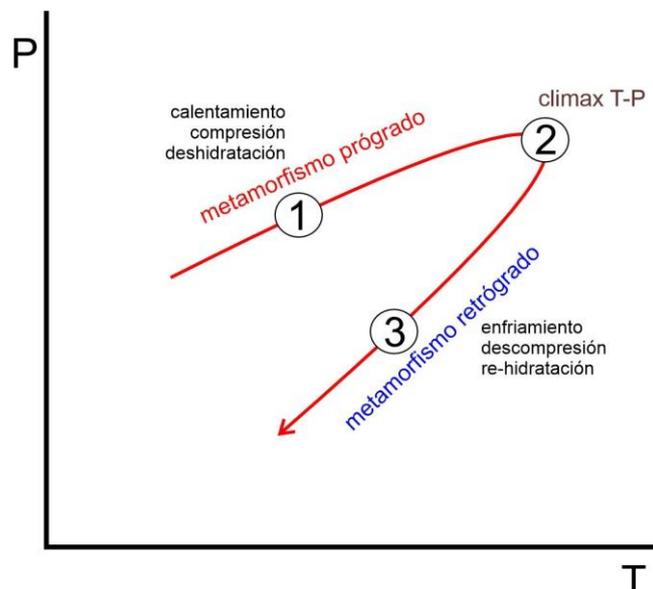


Figura 23. Gráfico de temperatura (T) vs. presión (P) con la trayectoria seguida por una roca metamórfica. (1) Soterramiento, (2) Equilibrio químico, (3) Exhumación. Ver también figura 19.

9.1. Tipos de trayectoria P-T-t y su significado tectónico

La dirección-sentido y la forma de la trayectoria P-T, la tasa de las reacciones metamórficas involucradas y la duración del metamorfismo se vinculan con la fuente de calor y el gradiente geotérmico (T), mientras que los mecanismos de soterramiento, exhumación y destechamiento están asociados a cambios de P (Fig. 19d-f). Por consiguiente, la forma del camino, combinada con la información

del *tiempo* (calculado a través, por ejemplo, de métodos petrocronológicos), proporciona información sobre las fuerzas impulsoras del metamorfismo.

La trayectoria puede ser en sentido *horario* o *antihorario*, o sea a favor o en contra, respectivamente, de las agujas de un reloj (Fig. 24a). También pueden variar en términos de cuán distintos son los segmentos prógrado y retrógrado, o sea, si son *semejantes* y recorren aproximadamente un mismo camino, o si son *diferentes* y por lo tanto sus caminos son disímiles (Fig. 24b). Y por último, la trayectoria puede variar según el momento que se logra la T y P máximas, o sea si se alcanzan en forma *sincrónica* o si son *diacrónicas* (Fig. 24c).

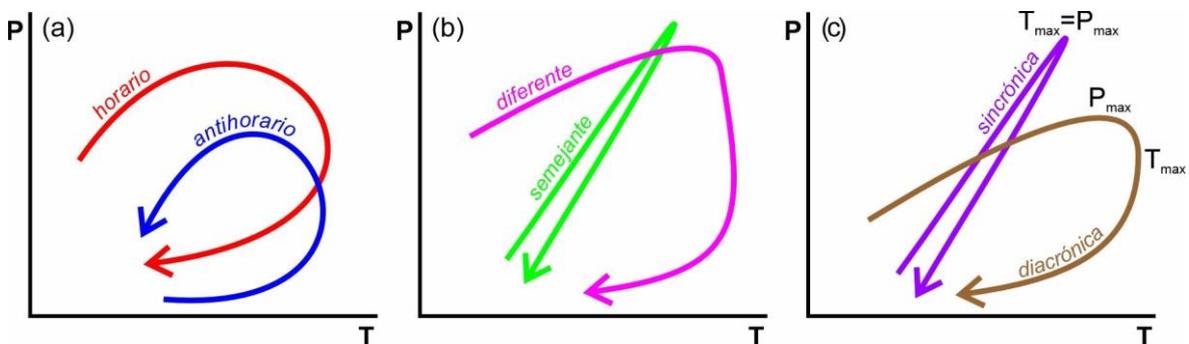


Figura 24. Distintos tipos de trayectoria metamórfica. a) Horaria y antihoraria. b) Con segmentos prógrado y retrógrado más o menos iguales y disímiles. c) Sincrónicas o diacrónicas, según el momento de alcanzar la T y P máximas. Ver detalles en el texto.

La trayectoria P-T horaria es característica de los orógenos colisionales, de áreas de cabalgamientos y de zonas de subducción. La antihoraria caracteriza a algunos sectores de la corteza continental sometidos a soterramiento, pero que ya están activados térmicamente, o sea han sido pre-calentados por algún otro proceso geológico. Por ejemplo, como ocurre en las zonas de rift intracontinentales, donde la corteza fue adelgazada por extensión y debilitada térmicamente por la intrusión de cuerpos ígneos plutónicos.

9.2. Análisis de las trayectorias P-T-t

Para estudiar en detalle la trayectoria P-T-t de una roca metamórfica se analizan por separado las asociaciones minerales de las etapas prógrada y retrógrada y se definen el/los eventos de metamorfismo. Las posibilidades alternativas que se pueden describir de este análisis son: una trayectoria P-T *simple* o *compuesta*.

9.2.1. *Trayectoria P-T simple*: la T máxima es groseramente contemporánea con la P máxima (sincrónica, Fig. 24c). Estas rocas, por lo general, exhiben una sola asociación mineral (simple) y la textura es del pico o clímax termobárico del metamorfismo. Esta única asociación mineral es la que caracteriza a la paragénesis y ha quedado “congelada” a la T máxima, que representa el grado metamórfico más alto al que fue sometida la roca, y la P máxima es la alcanzada durante esa T. Representa una situación de estabilidad o equilibrio químico. Debemos asumir que el sistema químico (la roca) ha permanecido cerrado, o sea no fue perturbado drásticamente con posterioridad, a medida que la roca se enfriaba y se descomprimía. La exhumación ha sido lo suficientemente rápida para que los cambios a las nuevas condiciones T-P más someras no hayan re-equilibrado a la roca en su camino retrógrado hacia la superficie (Fig. 25a).

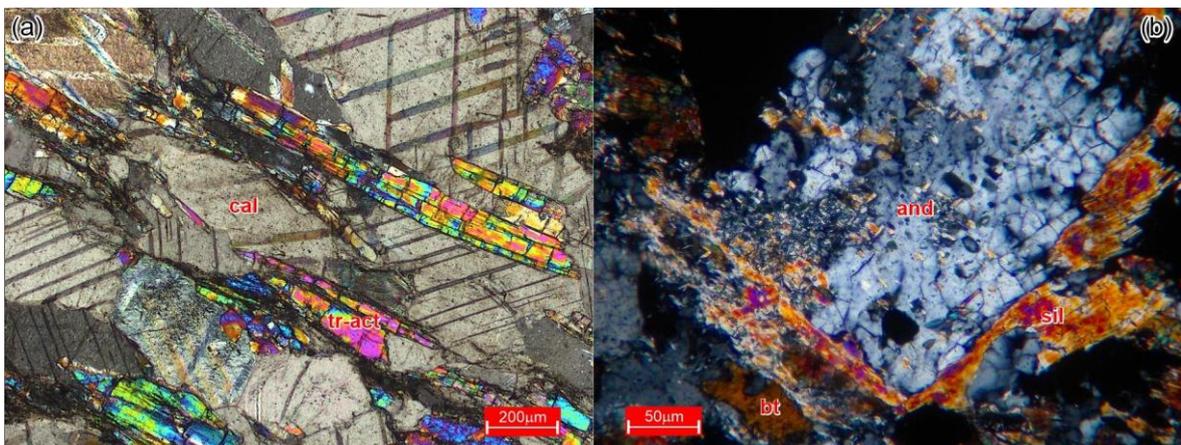


Figura 25. Fotomicrografías de láminas delgadas (nicoles cruzados) con asociaciones minerales de rocas metamórficas con trayectorias P-T-t: a) Simple, con una sola asociación mineral compuesta por calcita (cal) y tremolita-actinolita (tr-act). Mármol calcítico, cantera Santa Adela, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. b) Compuesta, que exhibe la transformación polimórfica de alta T de andalucita (and) → sillimanita (sil). bt: biotita. Corona de sillimanita alrededor de andalucita. Honfels en la aureola de contacto del plutón granodiorítico Arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro.

9.2.2 *Trayectoria P-T compuesta*: T y P máximas son diacrónicas. Pueden ocurrir dos situaciones geológicas: si la trayectoria es horaria, se accede a la P máxima antes que a T máxima. Y si la trayectoria es antihoraria, la T máxima ocurre a una P mucho más baja que la P máxima. El valor de esta $P < P_{max}$ es difícil de

averiguar en forma absoluta, dado que si utilizamos un geobarómetro asumimos que registra la P a la T máxima.

Las rocas con una trayectoria P-T compuesta exhiben varias asociaciones minerales superpuestas en el tiempo. La paragénesis puede estar constituida por dos (o más) asociaciones minerales. La textura resultante es mixta y representa una situación de inestabilidad o desequilibrio químico. Una parte corresponde al “pico o clímax térmico” y la otra al “pico o clímax bórico” del metamorfismo (Fig. 25b). La asociación mineral que quedó “congelada” en el desequilibrio es del tipo $A \rightarrow B$ o $A+B \rightarrow C+D$. La roca, además, puede haber formado otra asociación mineral en su trayectoria de camino a la superficie, o sea durante la etapa de disminución progresiva de T y P. Como veremos a continuación, las evidencias mineralógico-texturales de desequilibrio son útiles porque se utilizan para reconstruir los distintos segmentos de la trayectoria P-T-t.

10. MÉTODOS PARA CONSTRUIR LAS TRAYECTORIAS P-T-t

Se emplean tres métodos para deducir la trayectoria P-T de una roca que son consecutivos pero interdependientes. Se deben complementar entre sí, dado que, además, sus escalas de investigación son disímiles. Los métodos son: (1) *Cartográfico*: en el terreno, a escala de afloramiento y de la fábrica de las rocas en muestra de mano, (2) *Petrográfico*: en el laboratorio, es el análisis mineralógico y textural microscópico, y (3) *Geoquímico*: cálculo del equilibrio químico con *softwares* en computadora. A continuación se describe cada uno de ellos.

10.1. Cartografía

Resulta indispensable preparar un mapa que represente en 2D la ubicación y disposición de las rocas metamórficas en los afloramientos del terreno. Previo al relevamiento de campo se confecciona un mapa geológico base, a partir de la interpretación visual de fotografías aéreas y el tratamiento digital de imágenes

satelitales. Durante los trabajos de campo se identifican los tipos litológicos, las relaciones geológicas entre las unidades del basamento ígneo-metamórfico de un mismo sector y se las compara con las unidades de otros sectores. También se mapean los tipos de contactos, si son primarios (estratigráficos) o secundarios (tectónicos), se releven datos estructurales de rumbo e inclinación de capas, foliaciones, lineaciones y zonas de cizalla, entre otros (González 2018). Además, en el terreno las rocas metamórficas se describen según sus propiedades mesoscópicas en muestra de mano, a simple vista u ojo desnudo, y con la ayuda de una lupa de mano. Se identifican el color general, el tamaño de grano (fino, medio, grueso) y la uniformidad del mismo (homogéneo, heterogéneo), las estructuras planares y lineales, las asociaciones minerales y paragénesis (cuando el tamaño de grano lo permite), las texturas y la relación entre los porfiroblastos y la matriz. Se interpretan los protolitos y el grado metamórfico.

La lupa de mano es una de las herramientas indispensables para el trabajo en los afloramientos, junto con el martillo o piqueta, la brújula y GPS, un dispositivo electrónico (*ipad*, tableta o teléfono móvil) donde llevar control del mapeo, la libreta de anotaciones y la cámara fotográfica. Hoy en día, con un mismo dispositivo electrónico se pueden realizar casi todas las tareas antes mencionadas. En el caso de las rocas metamórficas de grano muy fino-fino, como pizarra y filita, puede ser necesario también que se utilice el microscopio petrográfico para integrar la descripción de sus características, pero esto ya se realiza durante los trabajos de gabinete o laboratorio.

En el terreno es indispensable tomar muestras de mano orientadas de las rocas metamórficas, a fin de complementar la descripción petrográfica mediante el análisis de secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico. También se toman muestras para microanálisis químicos de minerales con sonda de electrones, para análisis petrocronológicos e isotópicos, estudios geoquímicos de roca total y de proveniencia de circones detríticos, entre otros. Todas estas tareas son fundamentales para conocer el contexto geológico de la unidad metamórfica a estudiar, conocer sus tipos de roca e historia metamórfica y así tener certezas durante el análisis y construcción de la trayectoria P-T-t. Otras características destacables del mapeo de los distintos tipos de rocas metamórficas se pueden consultar en González (2018).

10.2. Petrografía

El estudio petrográfico se basa en el análisis cuidadoso, con microscopio estereoscópico (lupa binocular) y con láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico de polarización, de los minerales y las texturas metamórficas (punto 12.2). Es un trabajo que se realiza en el gabinete o laboratorio. Se identifican la/s asociación/es de mineral/es en equilibrio y la paragénesis. Ciertos detalles de las relaciones temporales y espaciales entre los minerales pueden ser detectados solo a esta escala microscópica de trabajo. Para poder identificarlas se recurre a la observación y análisis de los porfiroblastos y la matriz, de las inclusiones minerales, la zonación composicional de los cristales, las microtexturas de reacción y las microestructuras.

Luego se requiere evaluar, en forma cualitativa, la T y P prevalecientes para cada asociación, cuando fuera posible, que representa alguna etapa en la historia metamórfica de la roca. Algunas rocas conservan asociaciones minerales y texturas que indican reacciones metamórficas en desequilibrio y por consiguiente tienen condiciones T-P específicas de formación, que son útiles para reconstruir la trayectoria P-T-t. En términos generales, existen dos motivos por los cuales una roca puede preservar más de una asociación mineral y por ende presentar texturas en desequilibrio. Una reacción metamórfica incompleta puede deberse a la modificación de la T y/o P, a velocidades lo suficientemente rápidas para discontinuar el desarrollo completo de la reacción. La otra causa puede estar asociada a la consumición de uno de los minerales que forman parte de los reactantes o la extracción/disminución del fluido químicamente activo. Si bien las condiciones P-T se estiman en forma cualitativa comparando la roca estudiada con ejemplos conocidos de la literatura, es recomendable cuantificarlas con alguno de los métodos que veremos luego en el texto (punto 10.3).

10.2.1. Inclusiones minerales: durante la blastesis, los minerales neoformados tienden a crecer libres de inclusiones para minimizar la energía de superficie. Eso se consigue mediante procesos de disolución y transporte (difusión iónica) hacia otras partes de la roca de aquellos iones que no son consumidos durante el crecimiento del mineral neoformado. Sin embargo, si la velocidad de crecimiento supera a la de difusión iónica, el mineral neoformado puede crecer con inclusiones en su interior.

El estudio de las inclusiones de los poquiloblastos, y de algunos minerales de la matriz que contienen inclusiones de otros minerales, permite extraer información detallada sobre condiciones y procesos metamórficos previos a la formación de la asociación mineral de equilibrio observada en la roca. Estas inclusiones son remanentes de reacciones metamórficas que han quedado “grabadas” en el registro de la roca y que tienen el potencial de brindar datos cuali- y cuantitativos de las condiciones P-T del metamorfismo. Además, son útiles para acotar mejor alguna etapa de la trayectoria evolutiva, especialmente si los minerales de las inclusiones ya no existen en la matriz de la roca. Pero no todas las inclusiones brindan esta información porque son minerales estables en un amplio rango de condiciones, como el cuarzo o la plagioclasa.

El alojamiento de inclusiones puede ser un proceso activo que esté controlado, por ejemplo, por la estructura cristalina del mineral huésped, como las inclusiones carbonosas (grafito) de la andalucita o la zonación en reloj de arena del cloritoide. O también puede ser un proceso pasivo donde el mineral hospedante engloba a otros minerales conservando la fábrica pre-existente (Fig. 26).

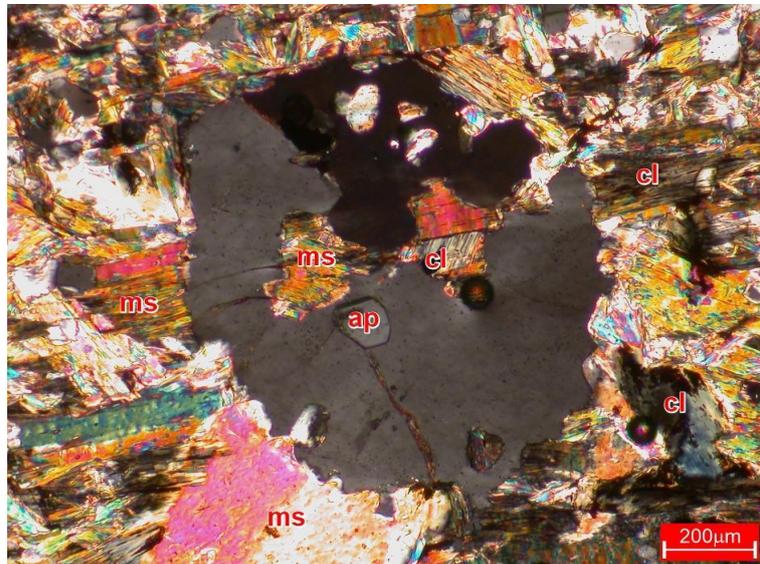


Figura 26. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles cruzados) de un poquiloblasto post-tectónico de cordierita (sección hexagonal, macla cíclica, bordes festoneados) con inclusiones de apatita (ap), muscovita (ms) y clorita (cl) que tienen continuidad con la esquistosidad de la matriz. Esquisto micáceo, Complejo Metamórfico Cuesta de Rahue, Precordillera Neuquina, Neuquén.

El granate comúnmente contiene inclusiones de minerales que estaban presentes en la matriz de la roca durante su blastesis, pero que no fueron completamente

removidos por las reacciones metamórficas durante el metamorfismo progresivo (Fig. 27). El granate indica condiciones metamórficas de mayor T (y a veces también de mayor P, según sea su composición química) respecto de las inclusiones que corresponden a una asociación mineral previa y de menor grado. Como el granate es estable en una nueva asociación mineral, en este caso, la paragénesis de la roca (conjunto de asociaciones minerales) corresponde a la trayectoria prógrada del metamorfismo.

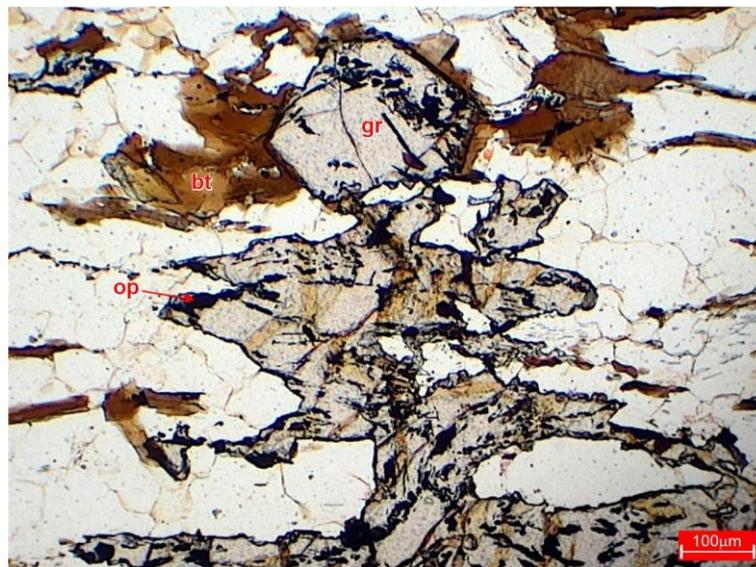


Figura 27. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles paralelos) de un poquiloblasto sintectónico de granate (gr) con trenes de inclusiones rectas de minerales opacos (op) que tienen continuidad con la matriz. Durante la blastesis, el granate creció copiando la forma que ya tenía el paquete de escamas de biotita (bt). La reacción metamórfica involucrada consumió parte de la biotita asociada. Paragneis del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas orientales de San Luis.

La inclusión de cianita dentro de andalucita en una roca que tiene sólo este último silicato de aluminio estable en la matriz, indica una modificación en las condiciones de P y/o T desde el campo de estabilidad de la cianita hasta aquel de la andalucita (Fig. 28). Si tenemos presente el diagrama T-P de los polimorfos de aluminio, el rango de T al que puede suceder esta transformación polimórfica es bastante amplio, pudiendo desarrollarse tanto en forma prógrada como retrógrada. En este caso, el factor condicionante del cambio de las condiciones metamórficas ha estado regido principalmente por la P.

10.2.2. Zonación composicional de los cristales: el crecimiento de minerales neoformados, alrededor de los núcleos de la misma especie mineral, se produce

cuando se alcanzan condiciones de estabilidad de una nueva asociación mineral. Algunos minerales metamórficos mudan de composición en respuesta a condiciones cambiantes, ya sean físicas de P-T, químicas como saturación o déficit de iones y naturaleza de los fluidos o tectónicas de tasa de cizalla.

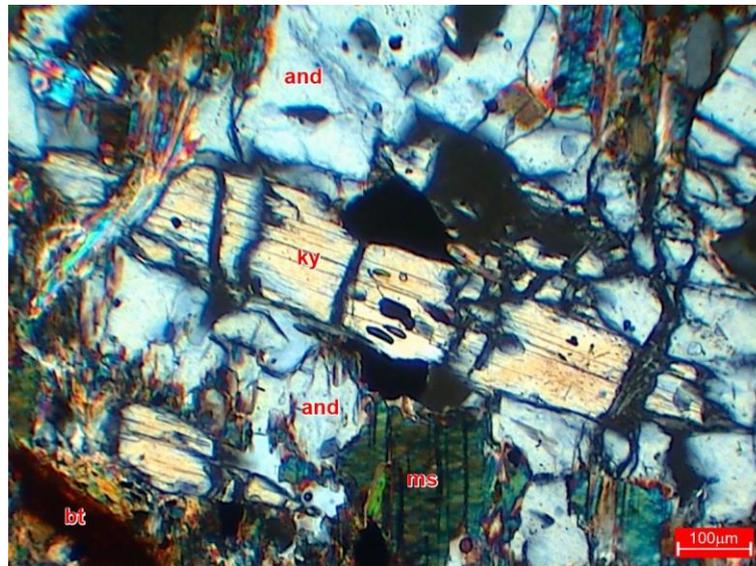


Figura 28. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles paralelos) de inclusiones de cianita (ky) y muscovita dentro de un porfiroblasto de andalucita (and). Las micro-fracturas con muscovita que atraviesan la paragénesis de alto grado sugieren una re-hidratación durante la retrogradación de la roca. Paragneis del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas orientales de San Luis.

Los cambios composicionales de los minerales se pueden registrar en la etapa prógrada y retrógrada. Los minerales tienen características químicas y estructurales cristalinas (isomorfismo/polimorfismo) que permiten que las composiciones adquiridas en etapas tempranas de su historia de crecimiento, se conserven con posterioridad bajo condiciones P-T cambiantes a lo largo de su evolución metamórfica.

Bajo el microscopio petrográfico, la zonación composicional en los minerales se exhibe como bandas, regiones o sectores de diferente color, alojadas entre el núcleo y los bordes, y distribuidas en anillos más o menos concéntricos (Fig. 29). La identificación de la zonación durante el análisis de una lámina delgada no siempre es una tarea sencilla. Los cambios composicionales son críticos, en la gran mayoría de los casos, y los minerales no exhiben zonación óptica de color o que esté marcada por alguna otra propiedad física (trenes de inclusiones alineadas). El análisis de la variación composicional entre el núcleo y los bordes

de los minerales se complementa con microanálisis químicos puntuales hechos con una sonda de electrones o mediante imágenes de electrones retro-dispersados con el microscopio electrónico de barrido (Fig. 30a).

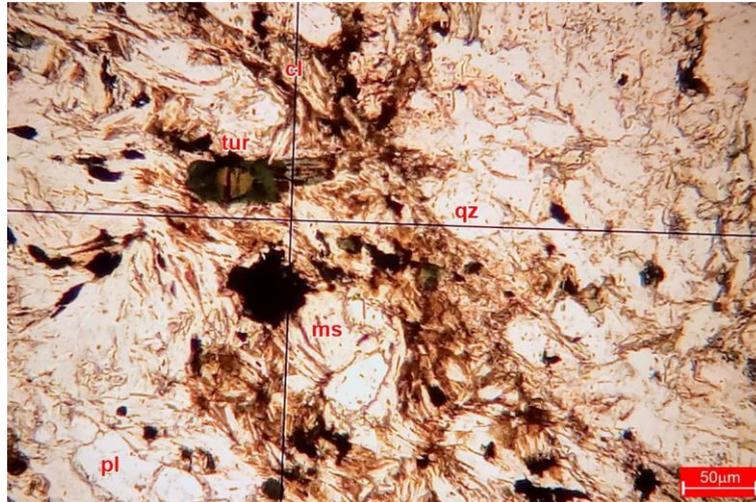


Figura 29. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles paralelos) de una filita que exhibe un cristal de turmalina (tur) con zonación óptica de color entre el núcleo y los bordes. La asociación mineral se completa con cuarzo (qz), plagioclasa (pl), muscovita (ms) y clorita (cl). Formación El Jagüelito en Sierra Grande, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro.

Los minerales que suelen mostrar zonaciones de composición en los elementos químicos principales y/o traza son el granate, la plagioclasa, el anfíbol, el circón, la monacita y la turmalina, entre otros. Los tres primeros son útiles para el análisis de la evolución metamórfica P-T; el circón y la monacita lo son para los estudios petrocronológicos (obtener la variable del tiempo t de la trayectoria) y la turmalina para la evolución de los fluidos activos durante la historia del metamorfismo.

La zonación composicional de los elementos en un mineral pueden indicar alguna parte o segmento de la trayectoria, sea prógrada o retrógrada, sujetas a esas condiciones de P-T. Por ejemplo, el granate es uno de los minerales que mejor registra estas variaciones. Por lo general los contenidos de espesartina (Mn) y grosularia (Ca) disminuyen y el de almandino (Fe) y piropo (Mg) aumentan desde el núcleo hasta el borde, lo que corresponde a una típica zonación prógrada (Spear 1995). Esta variación en los cuatro elementos indica, por un lado, que el núcleo del granate se formó en un rango T-P menor respecto del borde, que es más elevado (Fig. 30b). Y por otra parte, confirma que el aumento de T hacia los bordes corresponde a reacciones metamórficas prógradas de la trayectoria P-T.

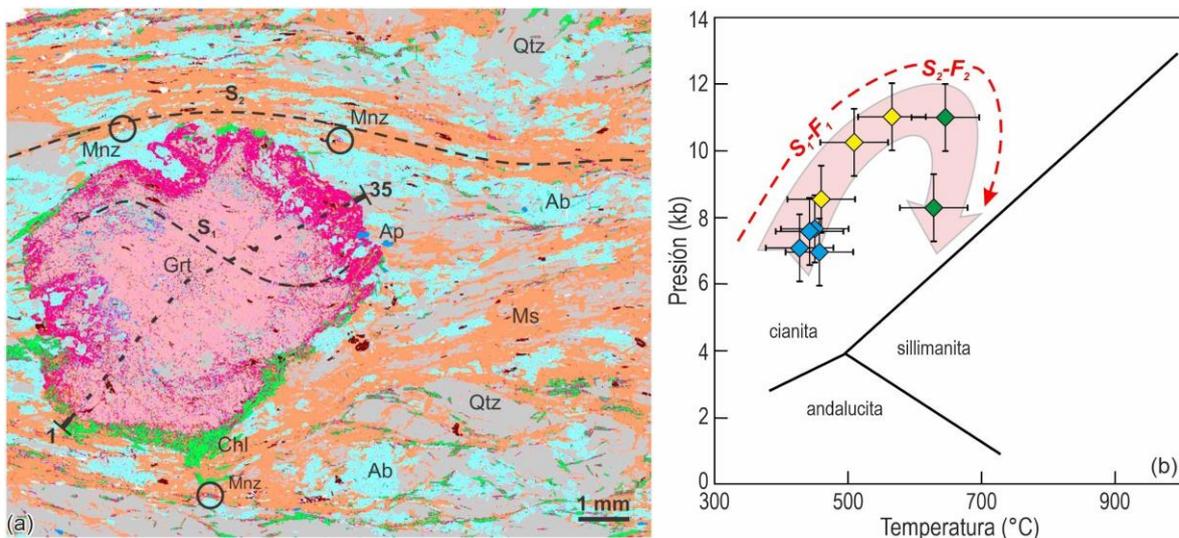


Figura 30. a) Mapa de espectros de energía dispersiva de rayos X (EDX) de un paragneis (muestra BA 22-17) del cerro Challhuaco en S. C de Bariloche, Cordillera Nordpatagónica, Río Negro. Reproducida de Oriolo *et al.* (2019). El espectro del granate (Grt) se exhibe como zonas de distintos colores que corresponden a contenidos variables de Fe, Mg, Mn y Ca. Los espectros de muscovita (Ms), albita (Ab), clorita (Chl), cuarzo (Qtz) y apatita (Ap) también se indican con distintos colores. La variación en la composición del porfiroblasto de granate entre núcleo y bordes se analizó mediante microanálisis químicos con sonda de electrones (EPMA), a lo largo del perfil de puntos 1-35. S_1 es la traza de la foliación interna marcada como un tren de inclusiones dentro del granate y S_2 es la foliación externa de la matriz. b) Trayectoria P-T del paragneis BA 22-17. Los datos T-P se obtuvieron mediante geotermobarometría (ver trabajo original). Los colores en los puntos P-T indican zonación composicional en el granate analizado (azul: núcleo; amarillo: medio y verde: borde). La flecha roja indica la evolución de la fábrica S_1 - S_2 de la roca que acompaña el camino P-T del metamorfismo.

Según Spear (1995), los minerales que exhiben zonación composicional de sus elementos principales probablemente no hayan experimentado T muy altas. A $T > 700^\circ\text{C}$ y tiempo de duración suficiente del metamorfismo, la zonación puede homogeneizarse a medida que la difusión iónica intracrystalina se vuelve más efectiva para eliminar la variación de la composición. Un mineral sin zonación, que normalmente la tiene en grados metamórficos bajo-medio ha experimentado, o bien condiciones de alta T, o bien nunca ha tenido variaciones de composición, ya sea porque ha tenido una historia de reacción metamórfica simple ante cambios de P-T o a su crecimiento completo en alta T.

La información suministrada por la zonación composicional de los minerales se debe combinar con el análisis de las inclusiones y de las texturas de reacción, para que la reconstrucción de la trayectoria P-T-t sea robusta. El análisis individual por separado de cada una de ellas sólo nos asegura vistas parciales de la historia del metamorfismo. Además, durante el estudio se puede combinar la

composición química de las inclusiones y de su mineral hospedante, teniendo especial precaución de relacionar aquellos sectores de los cristales que hayan estado previamente o que estén actualmente en contacto mutuo, regla esencial para definir una asociación mineral en equilibrio.

10.2.3. Texturas de reacción: en ciertos casos, las rocas pueden conservar minerales que indican reacciones metamórficas incompletas, que permiten ubicar con bastante precisión los rangos T-P de alguna parte de la trayectoria. Generalmente las reacciones metamórficas involucradas no requieren de una etapa de nucleación ya que directamente se produce un recrecimiento o sobrecrecimiento alrededor de los granos minerales pre-existentes, en algunos casos con composiciones diferentes, dando lugar a una textura de *reacción*.

En el ejemplo de la Figura 31, la reacción metamórfica involucrada es de tipo:



sillimanita + biotita → cordierita

En este caso, se trata de dos asociaciones minerales (A + B y C), donde la sillimanita + biotita están rodeadas de cordierita, y los tres minerales forman la paragénesis (A + B + C). Esta roca estuvo previamente en el campo de estabilidad de la sillimanita, pero cambiaron las condiciones P-T y se re-equilibró a las nuevas condiciones dentro del campo de estabilidad de la cordierita. La reacción metamórfica fue incompleta y su interpretación incluye descomprensión (descenso de P) aunque la T puede haber aumentado o disminuido, siempre dentro del campo de estabilidad de la cordierita.

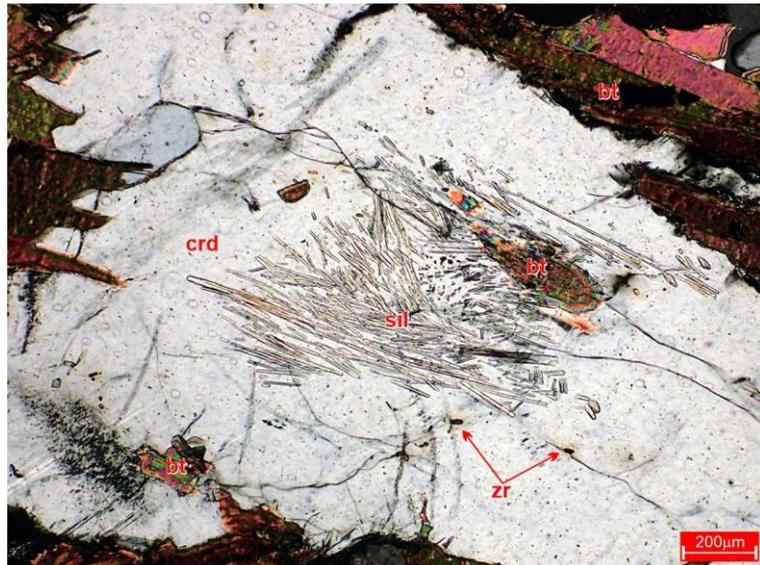


Figura 31. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles cruzados) de una textura de reacción por sobrecrecimiento de cordierita (crd) alrededor de sillimanita prismática (sil) + biotita (bt). Paragneis del Complejo Metamórfico Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba. La cordierita se identifica por su color blanco-grisáceo de primer orden, relieve moderado, las maclas polisintéticas (extremo inferior izquierdo de la foto) y los halos de color alrededor de los circones (zr).

Otra textura de reacción es el *reemplazo pseudomórfico*, donde uno o más minerales huéspedes pueden conservar su forma incompleta dentro de un mineral hospedante. La reacción metamórfica involucrada puede ser prógrada o retrógada. La clorita xenoblástica incluida dentro de biotita sub-idioblástica indica que la roca estuvo previamente en el campo de estabilidad de la primera, que las condiciones P-T cambiaron y cuando la matriz se re-equilibró a las nuevas condiciones, se encontraba en el campo de estabilidad de la biotita. La reacción metamórfica fue incompleta porque no se consumió toda la clorita. La interpretación de esta textura de reemplazo pseudomórfico es un aumento de la T entre los campos de estabilidad de la clorita y biotita (Fig. 32).

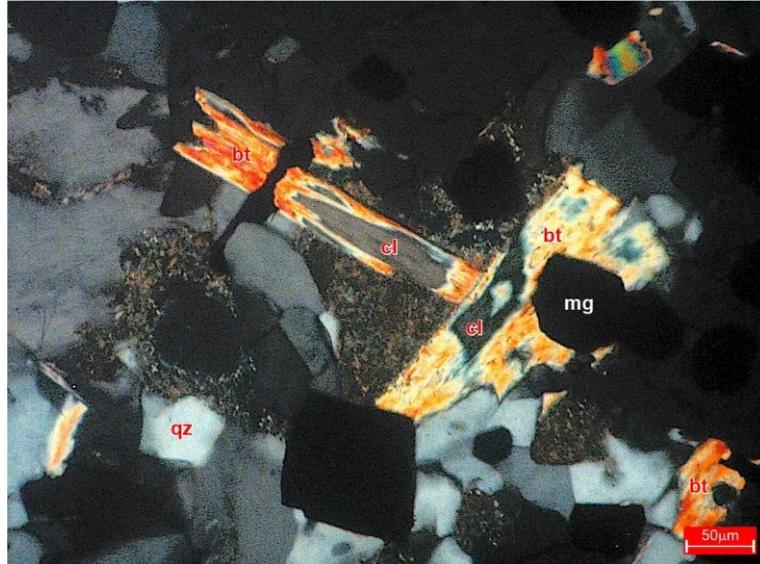


Figura 32. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoses cruzados) de un reemplazo pseudomórfico de clorita (cl) por biotita (bt). mg: magnetita; qz: cuarzo. Paragneis del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis.

Cuando dos o más minerales se tornan inestables debido a cambios en las condiciones metamórficas, se puede producir el crecimiento de uno o varios minerales que los reemplazan. En general el reemplazo se inicia a partir de los bordes de los granos, dando lugar a un *borde de reacción*. El desarrollo de bordes de reacción es importante para establecer la secuencia de reacciones metamórficas experimentadas por una roca. El mineral que rodea siempre es posterior al rodeado central. En muchas ocasiones el reemplazo es incompleto o parcial y se pueden identificar los minerales involucrados en la reacción. Cuando el borde de reacción tiene forma de anillo que rodea por completo al mineral reemplazado, la textura de reacción se denomina *corona* o *moat*, por su término en inglés (= foso, Figs. 33a–b, 34a).



Figura 33. Rocas meta-máficas de la Unidad El Cordobés, Sierra Pampeana de Umango, La Rioja. a) Foto de una muestra de mano de una corona de plagioclasa (pl) alrededor de un porfiroblasto de granate en un meta-gabro. Diámetro de la moneda: 2,5 cm. b) Fotomicrografía en lámina delgada (nicos paralelos) de coronas de hornblenda (hbl) alrededor de diópsido (di) y de plagioclasa (pl) alrededor de granate (gr). ilm: ilmenita. La reacción metamórfica involucrada es: granate + diópsido → plagioclasa + hornblenda + ilmenita. Retro-eclogita.

Los minerales neformados por reacción metamórfica también pueden disponerse en forma de inter-crecimientos lamelares o vermiculares finos denominados *simplectitas* (Fig. 34b–d). Con el fin de no incurrir en repeticiones innecesarias, que están fuera del alcance de este capítulo, y para mayores precisiones sobre el origen y la clasificación morfológica y genética de las simplectitas, además para revisar un mayor número de ejemplos prácticos, se remite a los textos de Hibbard (1995), Blenkinsop (2000), Vernon (2004) y Passchier y Trouw (2005), entre tantos otros.

10.3. Geoquímica: cálculo y representación gráfica del equilibrio químico

Con la cartografía hecha en el campo y el análisis petrográfico de laboratorio se puede obtener una buena caracterización de las condiciones físicas del metamorfismo, y así inferir en forma cualitativa, si bien con bastante certeza, la trayectoria P-T de las rocas. Para complementar estos trabajos, se pueden cuantificar las condiciones T-P a lo largo de distintos puntos de la trayectoria, con métodos inversos o directos, para los cuales es necesario disponer de datos de microanálisis químicos de minerales o de geoquímica de roca total.

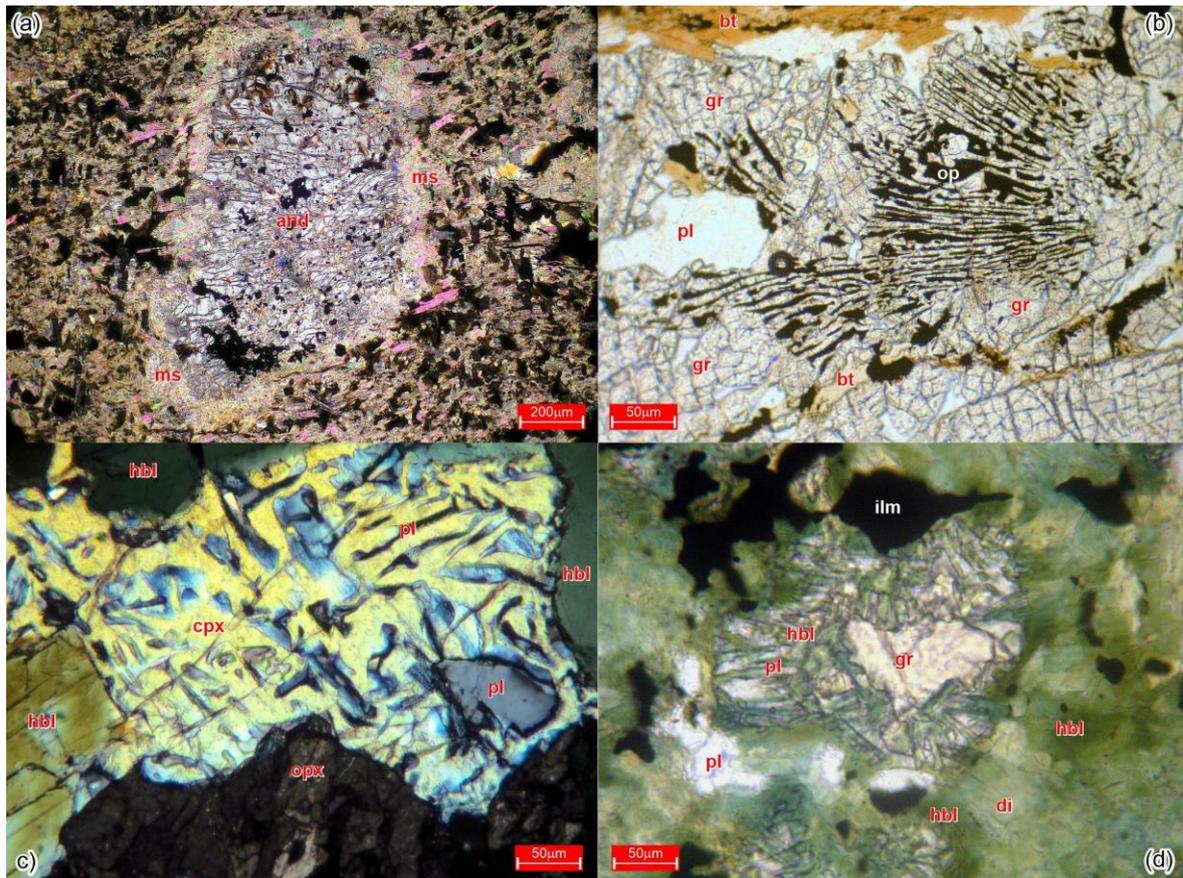


Figura 34. Fotomicrografías en lámina delgada, nicoles cruzados (a y c) y paralelos (b y d). a) Porfiroblasto de andalucita (and) con una corona retrógrada de muscovita (ms). Hornfels pelítico, aureola de contacto del plutón Arroyo Salado, Playas Doradas, Río Negro. b) Simplexitea vermiforme de un mineral opaco (op) dentro de un porfiroblasto de granate (gr). pl: plagioclasa, bt: biotita. Ortogneis Juchi, Sierra Pampeana de Umango, La Rioja. c) Simplexitea de plagioclasa (pl) dentro de clinopiroxeno (cpx). La textura granoblástica se completa con ortopiroxeno (opx) y hornblenda (hbl). Granulita máfica del Complejo Buenos Aires, Sierras de Tandilia, Buenos Aires. d) Simplexitea de plagioclasa (pl) y hornblenda (hbl) alrededor de granate (gr). ilm: ilmenita. Retroeclogita (ver Fig. 33b) de la Unidad El Cordobés, Sierra Pampeana de Umango, La Rioja.

Los métodos inversos o de *geotermobarometría clásica o convencional* se basan en las reacciones metamórficas (teóricas) de intercambio de elementos químicos o de transferencia de masa entre los minerales de una asociación metamórfica. Los métodos directos consisten en representar gráficamente las asociaciones minerales y las condiciones T-P de formación mediante el modelado termodinámico o del equilibrio de fases. A estos fines, se construyen *diagramas quimiográficos, de fases y pseudosecciones* mediante softwares en computadoras. Con ambos métodos se obtienen valores T-P y de las reacciones/procesos metamórficos involucrados en la formación de las asociaciones minerales/paragénesis de las rocas.

Los trabajos de cartografía, petrografía y geoquímica son consecutivos pero interdependientes. Se deben complementar entre sí, dado que resulta difícil calcular el equilibrio químico (teórico) de una roca si no se conocen los minerales y asociaciones en equilibrio de la lámina delgada, o la relación espacial y temporal de las distintas rocas metamórficas en los afloramientos (Fig. 35).

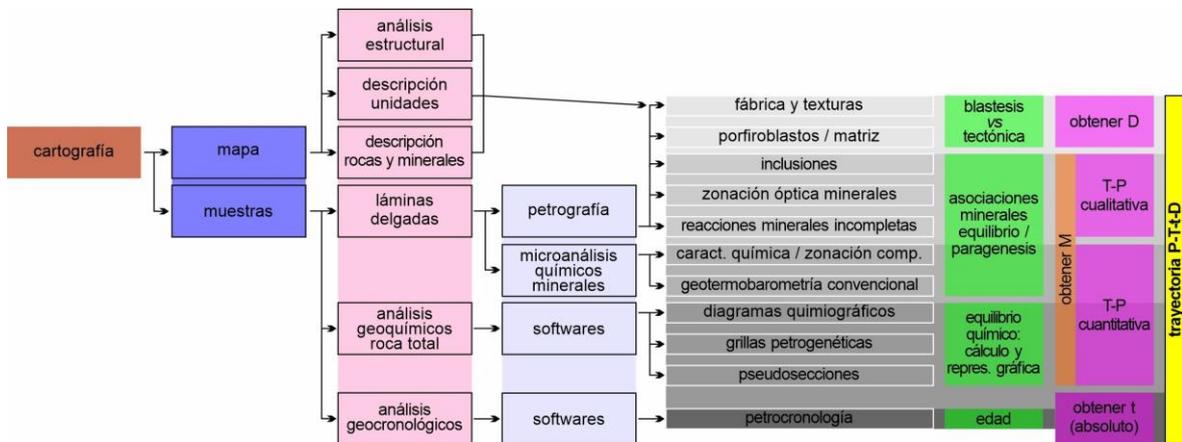


Figura 35. Diagrama de flujo del trabajo con rocas metamórficas a distintas escalas. Las etapas están relacionadas entre sí a través de las flechas y los colores. El objetivo esencial es obtener la historia de evolución geológica de una, o un conjunto de, roca/s metamórfica/s a partir de la descripción gráfica de la trayectoria P-T-t-D. Ver detalles en el texto.

10.3.1. Geotermobarometría clásica o convencional: es una disciplina de la geología que mide en forma absoluta (cuantitativa) la T y P de formación de las rocas metamórficas (y también de las ígneas). Las técnicas termobarométricas utilizadas en petrología son ecuaciones teóricas basadas en los principios de la termodinámica y el equilibrio químico de las reacciones metamórficas (punto 8). El término "clásica o convencional" hace referencia a los métodos para calcular las condiciones P-T de una reacción metamórfica específica. Para que la aplicación de las técnicas (teóricas) sea eficiente y adecuada, es requisito fundamental que las asociaciones minerales/paragénesis usadas estén en equilibrio mineralógico-textural en la roca estudiada (puntos 8.1-2 y 10.2). Las composiciones químicas de los minerales coexistentes en equilibrio están relacionadas por las propiedades termodinámicas de los minerales con las condiciones de P y T del equilibrio, y también dependen de la composición química global del protolito.

Los métodos convencionales pueden tener calibraciones empíricas o semi-empíricas. El método más simple y general es calcular T o P de una determinada reacción metamórfica a partir de una ecuación que involucre estas variables. Pero hay que conocer previamente la variable independiente, o sea P o T si la reacción

es un *geotermómetro* o un *geobarómetro*, respectivamente, y la constante de equilibrio (K_{eq}) que es función de la composición química de las fases (minerales, fundido, vapor) involucradas. En este sentido, las reacciones metamórficas pueden ser de intercambio catiónico (*exchange reactions*) entre dos minerales que comparten elementos químicos en común y son útiles como geotermómetros, ya que tienen alta entropía y baja variación del volumen de reacción. O reacciones que involucran la transferencia de masa (*net-transfer reactions*) entre tres o más minerales, y se usan como geobarómetros por su baja entropía y variaciones significativas de volumen de reacción.

En las ecuaciones se pueden utilizar rangos de T y P conocidos para la reacción seleccionada, y la K_{eq} se calcula con los datos de las composiciones de los minerales implicados en la reacción metamórfica, que se obtienen con microanálisis químicos en una microsonda electrónica. Así se pueden obtener las condiciones T-P de formación de una roca e interpretar que representan puntos de su trayectoria metamórfica.

Otro método convencional consiste en obtener datos de T y P en forma simultánea, resolviendo dos ecuaciones de estas variables, una que actúe como geotermómetro y otra como geobarómetro. En este caso la solución es la intersección de dos equilibrios en el espacio P-T, generalmente con pendientes dP/dT contrastadas, o mejor aún es utilizar más de dos reacciones de equilibrio. Este método, denominado de "multi-equilibrio", implica solucionar todas las intersecciones generadas entre cada par de equilibrios, y ponderar los resultados con métodos estadísticos. Los detalles acerca de los distintos geotermómetros y geobarómetros que se pueden usar en los distintos tipos de protolitos se pueden consultar en Bucher y Grapes (2011 y referencias allí citadas).

En la evaluación de las condiciones físicas del metamorfismo en metapelitas de grado medio-alto, la reacción de intercambio catiónico Fe-Mg entre el granate y la biotita es uno de los geotermómetros más utilizados. Además existen varios geobarómetros que incluyen combinaciones entre granate, plagioclasa, muscovita, biotita, cuarzo y los silicatos de aluminio (polimorfos). Por ejemplo, para averiguar la T y P de formación de un esquisto con cuarzo + biotita + plagioclasa + muscovita + granate del Macizo Nordpatagónico occidental (Marcos *et al.* 2020) se utilizó el par granate-biotita como geotermómetro, con la reacción metamórfica de almandino + flogopita = piropo + annita. Y el geobarómetro GBP

(granate-biotita-plagioclasa) con las reacciones anortita + annita = almandino + grosularia + muscovita y anortita + flogopita = piropo + grosularia + muscovita. Las composiciones químicas de los minerales (granate, plagioclasa, biotita, muscovita) se obtuvieron con una microsonda electrónica y para los cálculos multi-equilibrio se usó el software y base de datos termodinámicos de Berman *et al.* (1991). Los resultados T-P obtenidos son de 593°C-3,64 kb y 556°C-3,61 kb para núcleos y bordes de los minerales analizados, respectivamente (Fig. 36).

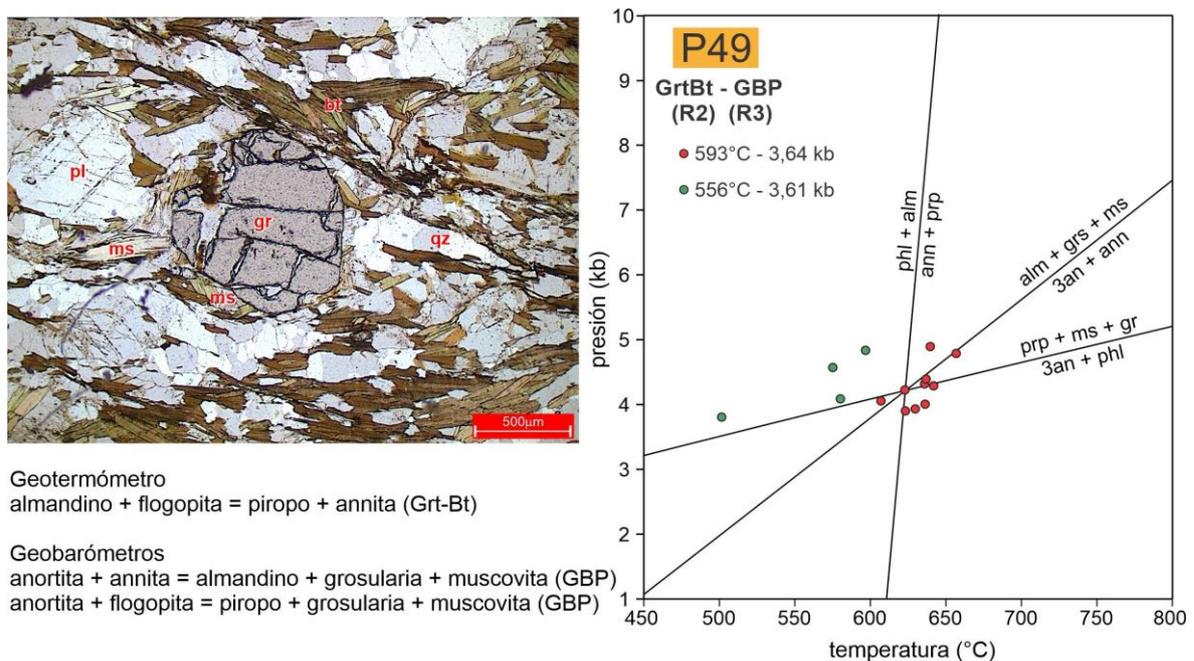


Figura 36. Fotomicrografía en lámina delgada (nicoles paralelos) de la asociación mineral en equilibrio: granate (gr) + cuarzo (qz) + biotita (bt) + plagioclasa (pl) + muscovita (ms), reacciones metamórficas y diagrama T-P del esquist P49 (Marcos *et al.* 2020). Composiciones: círculos rojos: de bt-ms (inclusiones en gr) y de núcleos de pl-gr. Círculos verdes: de borde de gr-pl y de bt-ms de la matriz, pero en contacto con bordes de gr.

La interpretación de los datos es que los valores P-T obtenidos son del equilibrio químico de la asociación mineral que está en contacto en la lámina delgada (cuarzo + biotita + plagioclasa + muscovita + granate). Además, los valores representan las condiciones del clímax metamórfico para condiciones iniciales (593°C-3,64 kb) y finales (556°C-3,61 kb) entre el núcleo y los bordes, respectivamente, de los minerales involucrados en la reacción metamórfica.

10.3.2. Diagramas de composición o quimiográficos (triangulares)

Cuando las rocas carecen de porfiroblastos con inclusiones, o de minerales índices útiles para aplicar algún método de geotermobarometría, a veces es difícil

o imposible establecer las condiciones físicas de formación en forma precisa y acotar puntos P-T para reconstruir la trayectoria metamórfica. Ante esta situación es necesario un estudio combinado entre la cartografía, petrografía y el empleo de datos geoquímicos de roca total para el análisis del equilibrio químico de las rocas. Desde el punto de vista químico, y tal como ocurre con las ígneas, las rocas metamórficas están compuestas por 10 componentes mayoritarios (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , MnO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5) expresados como óxidos, pero además incluyen H_2O y CO_2 , con lo cual suman 12 componentes. Éstos se utilizan para representar gráficamente la composición química global de los minerales y los protolitos de las rocas metamórficas. Sin embargo, es imposible representar en el plano de un papel un diagrama con 10-12 componentes. Para simplificar la representación gráfica y mejorar la visualización directa de los datos geoquímicos se puede reducir el número a 3 componentes y preparar un *diagrama de composición o quimiográfico* en un triángulo equilátero, denominado en forma general como diagrama *triangular*. Las técnicas de reducción del número de componentes y el ploteo son relativamente sencillas y de rutina (p. ej., Winter 2001). Los diagramas triangulares más frecuentes, de uso corriente para los distintos protolitos según su composición química (Tabla 2), se exhiben en la Tabla 5. Podemos preparar nuestros propios diagramas triangulares usando los elementos químicos que consideremos necesarios según el protolito y las asociaciones minerales de equilibrio de las rocas que estemos investigando. La lectura y comprensión de los diagramas triangulares es también relativamente sencilla, pero siempre teniendo en cuenta algunas pautas generales. Así, los minerales de composición fija se representan mediante un punto (A, B, C, AB, ABC, BC, A_2C , X e Y, Fig. 37a–b), mientras que las soluciones sólidas (isomorfismo mineral) que involucran dos componentes se representan mediante una línea recta paralela a uno de los lados del triángulo [$\text{X}(\text{YZ})$ y $\text{X}_2(\text{ZY})$], o aquellas de tres componentes se representan mediante un área (XYZ_{ss} y Z_{ss}).

PROTOLITO	DIAGRAMA	COMPONENTES QUÍMICOS
MÁFICO	ACF	A= $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ C= $\text{CaO} - 3,3.\text{P}_2\text{O}_5$

		F= FeO + MgO + MnO
	ACF	A= Al ₂ O ₃ C= CaO F= FeO + MgO
PELITICO	AKF	A= Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ - Na ₂ O - K ₂ O - CaO K= K ₂ O F= FeO + MgO + MnO
	AFM	A= Al ₂ O ₃ - 3.K ₂ O (proyectado desde muscovita) F= FeO M= MgO
	AFM	A= Al ₂ O ₃ - K ₂ O (proyectado desde feld. potásico) F= FeO M= MgO
CALCÁREO	CMS	C= CaO M= MgO S= SiO ₂

Tabla 5. Principales diagramas de composición y su sistema químico, usados en las rocas metamórficas. Consultar la fuente original de cada diagrama en Winter (2001).

En un diagrama triangular, las líneas que unen a los minerales que coexisten en equilibrio y que dividen al diagrama principal en “sub-triángulos” más pequeños, con un mineral distinto en cada vértice, se denominan *líneas de conjunción* o *coordinación* (*tie-lines*, en inglés). De aquí que sigue siendo esencial preparar un buen análisis petrográfico previo, para tener certezas del equilibrio químico durante la construcción de los diagramas triangulares. Y las asociaciones minerales que pueden coexistir en equilibrio a una T y P dadas reciben el nombre de *asociaciones compatibles* y dependen de la composición química global de la roca. Están constituidas por los minerales que definen los extremos del sub-triángulo y son, por ejemplo, A + AB + A₂C y AB + A₂C + ABC para rocas de composición “x” e “y”, respectivamente (Fig. 37a).

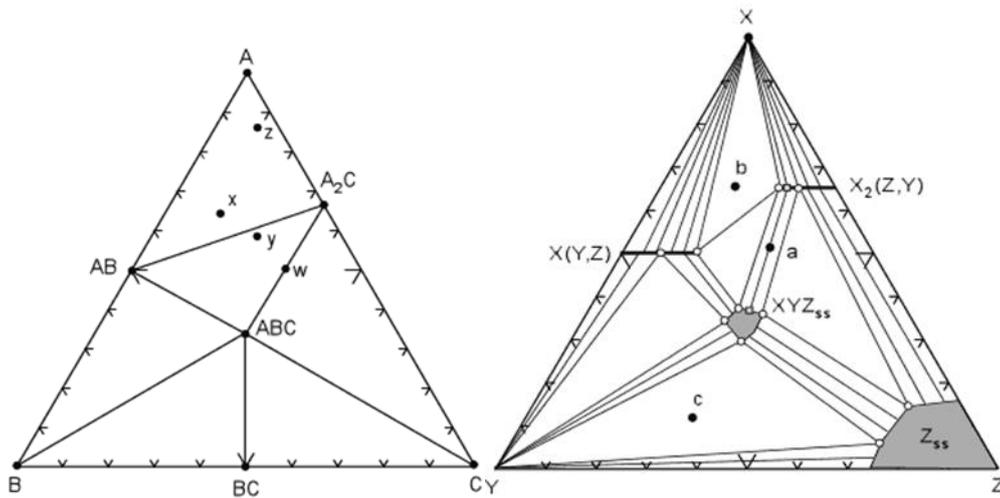
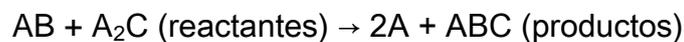


Figura 37. Diagramas de composición o triangulares estándar (redibujados de Winter 2001), con representaciones gráficas de: a) Composiciones fija de minerales (A, B, C) y específicas de roca (x, y, z, w). b) Minerales de composición fija, de soluciones sólidas de dos y tres componentes y de composiciones específicas de rocas. Ver detalles en el texto. Las líneas de conjunción conectan las asociaciones minerales compatibles.

Un *diagrama de compatibilidad* (triangular) exhibe todas las asociaciones compatibles para una P y T dadas (Fig. 38). Para un mismo protolito, si se modifican las condiciones de P y T, se produce un cambio en la disposición de las líneas de conjunción; algunas aparecen y otras desaparecen según los cambios en el equilibrio químico. Los cambios se producen por las reacciones metamórficas involucradas que consumen reactante y forman productos, o sea que promueven la desaparición y aparición de mineral/es, lo cual en el gráfico se traduce en la eliminación y aparición de líneas de conjunción, respectivamente. O también los cambios en la disposición de las líneas de conjunción se producen por la variación en la composición de los minerales que son soluciones sólidas.

Como ejemplo, veamos la reacción metamórfica:



Con el cambio de T y P desaparece la línea de conjunción entre los reactantes (los minerales dejan de tocarse en la asociación mineral o desaparecen) y en su lugar aparece la nueva línea de conjunción entre los productos. Para balancear la reacción metamórfica hay que agregar 2 moles del mineral A (Fig. 38). Reacciones metamórficas con asociaciones minerales de estas características se pueden observar en las Figuras 22b, 33b y 34d. Luego, si vuelven a cambiar las condiciones T-P, la reacción metamórfica involucrada desestabiliza el mineral A_2C

que se consume para formar $2A + C$, o sea dos minerales de composición fija. Desapareció del dibujo la línea de conjunción de la cual formaba parte el mineral A_2C . Y así sucesivamente, el mismo razonamiento para las otras reacciones metamórficas (Fig. 38).

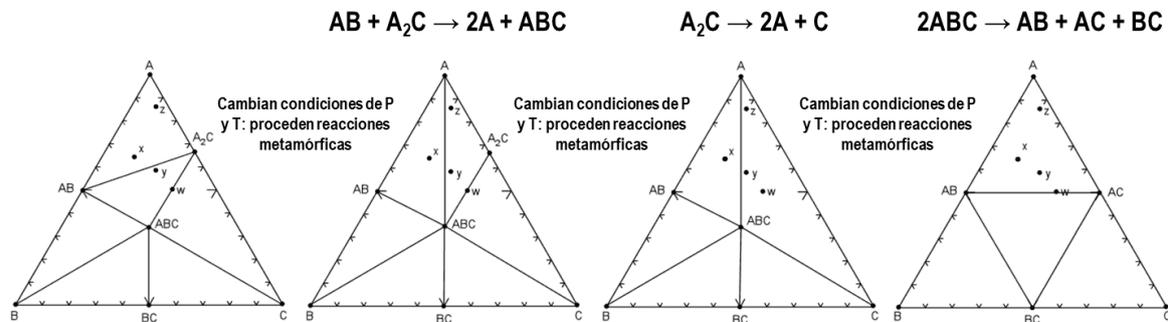


Figura 38. Representación gráfica de diagramas de compatibilidad dibujados en condiciones físicas de metamorfismo cambiantes, dónde tienen lugar reacciones metamórficas provocadas por las variaciones de T y P. Las letras x, y, z, w representan composiciones específicas de rocas.

Sin embargo, el ploteo de las composiciones minerales y de las rocas y el dibujo de las líneas de conjunción en los diagramas triangulares pueden insumir bastante tiempo, y además hay que disponer de análisis geoquímicos de roca total o de microanálisis químicos de minerales. En nuestros encuentros de trabajo áulico con rocas metamórficas, analizamos y describimos las muestras de mano y las láminas delgadas para identificar las asociaciones minerales y texturas metamórficas en equilibrio. Y dado que, por lo general, no disponemos de datos químicos de toda la colección de rocas, no es posible dibujar los diagramas de compatibilidad. Entonces identificamos el rango T-P de formación de las asociaciones minerales por comparación con diagramas de compatibilidad ya publicados, que han sido preparados con datos T-P pre-determinados (p. ej., Bucher y Grapes 1994, Spear 1995, Winter 2001, Bucher y Grapes 2011, entre tantos otros). Estos diagramas permiten visualizar cómo cambia el equilibrio químico (estabilidad) de los minerales según el tipo de protolito, cuáles son las reacciones metamórficas asociadas a esos cambios y las asociaciones minerales compatibles formadas a medida que aumenta el grado metamórfico. En definitiva, con la comparación es posible estimar las condiciones de T y P en forma (semi-)cuantitativa. Pero como cada roca analizada tiene su propia composición química, que puede ser algo diferente a nuestros casos de estudio, y el equilibrio químico

se basa enteramente en dicha composición, la comparación directa con diagramas de compatibilidad pre-establecidos no puede usarse en forma indiscriminada. Para salvar esta situación se pueden construir *diagramas de asociaciones de fases en equilibrio o pseudosecciones*.

10.3.3. Diagramas de fases y pseudosecciones

Los diagramas de fases son representaciones gráficas en 2D del equilibrio químico entre minerales (u otras fases) que ayudan a visualizar mejor la aplicación de las leyes de la termodinámica a los procesos metamórficos. También permiten representar las relaciones topológicas entre los reactantes y productos de las reacciones metamórficas. O sea, la forma que tienen las curvas de reacción en los gráficos.

Los diagramas de fases muestran cómo cambian las fases o los conjuntos de fases en función de la T, P, composición de las fases (X) o combinaciones de estas variables. Un diagrama de fases estándar está compuesto por (Fig. 39a):

- (1) Un espacio P-T, o simplemente diagrama P-T, que representa el mapa de la energía libre (G) del sistema (roca metamórfica).
- (2) Reactantes y productos, que se representan en campos en el diagrama P-T.
- (3) Límites entre campos definidos por líneas rectas o curvas, que representan el equilibrio químico de las reacciones metamórficas, llamadas *línea de reacción* (el $\Delta G_{\text{reacción}} = 0$ a lo largo de todos los puntos P-T que definen la línea).

Otro tipo de diagramas de fase son las *grillas petrogenéticas* que muestran todas, o una gran cantidad, de reacciones metamórficas que se pueden producir para un sistema químico determinado. Por lo general involucran más componentes y más curvas de reacción que los diagramas de fase estándar (Fig. 39b). Se grafican los campos de estabilidad de varios minerales o asociaciones minerales según las condiciones P-T del metamorfismo. La región de superposición de los distintos campos de estabilidad de los minerales que forman la asociación (o conjunto) mineral de equilibrio define las condiciones de P y T del equilibrio.

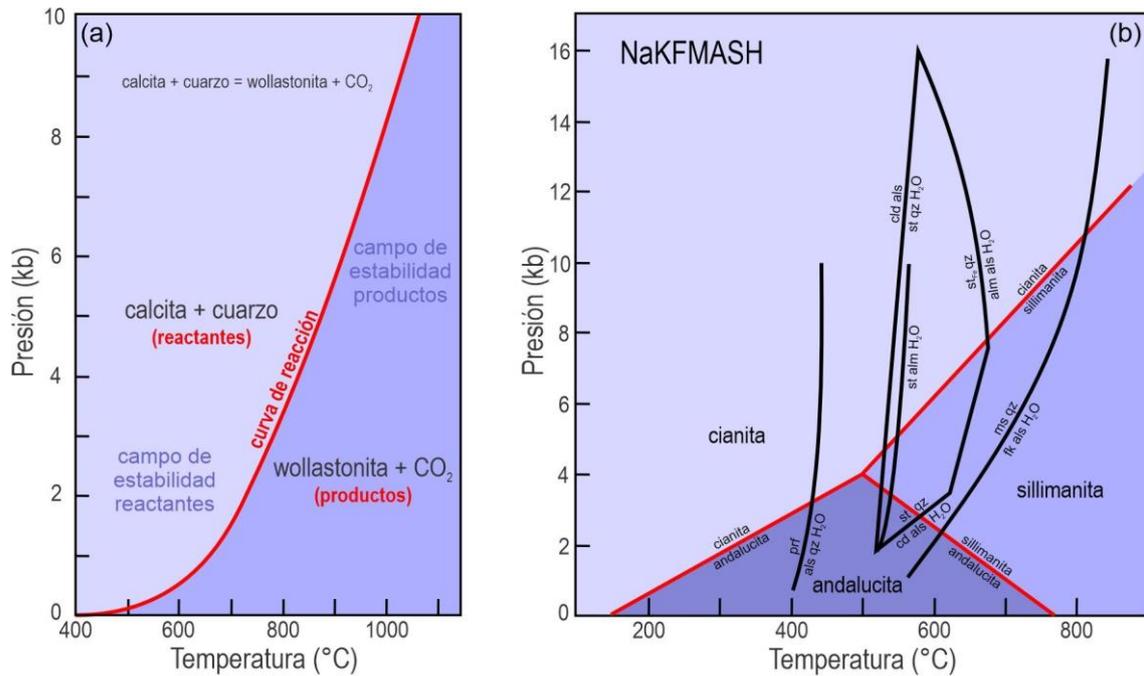


Figura 39. a) Diagrama de fases P-T (simple) de la reacción calcita + cuarzo → wollastonita + CO₂. b) Diagrama de fases P-T de los polimorfos de silicato de aluminio y grilla petrogenética (simplificada) para el sistema NaKFMASH de una metapelita. Curvas de reacción de Spear (1995) y Spear *et al.* (1999). prf: pirofilita, als: aluminosilicato, qz: cuarzo, cld: cloritoide, st: estauroilita, alm: almandino, ms: muscovita, fk: feldespato potásico, cd: cordierita.

Las *pseudosecciones* son “diagramas de fase de equilibrio” (*equilibrium phase or stability or assemblage diagram*). Exhiben los distintos campos de estabilidad de las asociaciones minerales y de otras fases (H₂O, fundido) que están en equilibrio termodinámico. Una pseudosección es un “mapa” P-T de las asociaciones minerales para una composición química de roca total específica, mientras que la grilla petrogenética sólo exhibe las reacciones metamórficas. Son generalmente más simples y fáciles de interpretar que otros diagramas de fase que exhiben muchas reacciones dibujadas como líneas que pueden complicar la visualización del equilibrio químico.

Los límites entre campos adyacentes en una pseudosección están dados por la aparición y/o desaparición de una fase (mineral, gaseosa/fluido supercrítico o líquida). La T y P son las principales variables del sistema químico que provocan estos cambios y que regulan la distribución de los distintos campos de estabilidad en la mayoría de las pseudosecciones y las variaciones químico-composicionales y modales de las distintas fases.

Para calcular las pseudosecciones se utiliza el "método de Gibbs" que fue aplicado por primera vez por Spear y Selverstone (1983). Está basado en la aplicación de la "termodinámica diferencial" para resolver una serie de ecuaciones para las variables dP, dT, composición y cambios en la moda de los minerales, después de definir el sistema químico en términos del número de componentes y el número de fases, e identificando un conjunto de reacciones de intercambio catiónico y de transferencia de masa que ocurrieron durante la historia de la roca. La aplicación del método de las pseudosecciones requiere varios pasos sucesivos previos que son: (1) En el afloramiento, obtener una muestra de roca que contenga la mayor cantidad posible de minerales metamórficos, que sea químicamente heterogénea, con muchos componentes. (2) Preparar una lámina delgada de la roca y analizarla bajo el microscopio petrográfico a fin de conocer las asociaciones minerales en equilibrio, el % modal de los minerales y prever las reacciones metamórficas que tuvieron lugar durante el metamorfismo. (3) Realizar un análisis geoquímico de roca total de la muestra. (4) Contar con microanálisis químicos de, al menos, un mineral zonado (especialmente de los índices), y en lo posible sobre la misma lámina delgada usada en la petrografía. (5) Conocer los datos termodinámicos para todos los minerales en cuestión, y (6) Realizar los cálculos y representar gráficamente el equilibrio químico de la roca con una pseudosección usando *softwares* en computadora.

Los programas de computación que permiten graficar las pseudosecciones son:

1. Thermocalc (Powell y Holland 1988)
(<https://hpxeosandthermocalc.org/the-thermocalc-software/>)
2. Perple_X (Connolly 1990)
(<http://www.perplex.ethz.ch/>)
3. Theriak-Domino (de Capitani y Petrakakis 2010)
(<https://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>)
4. TWQ (Berman *et al.* 1991)
(<http://twq.petrochronology.org/>)
5. GeoPS (Xiang y Connolly 2021).
(<http://www.geops.org>)

Los más utilizados por la comunidad geológica son el Thermocalc, Theriak-Domino y Perple_X. Como algoritmo termodinámico emplean el estado de menor

Energía Libre de Gibbs ($\Delta G \approx 0$) para delimitar los campos de estabilidad de las fases en un rango T-P pre-seleccionado, y para una composición química de roca total específica. Utilizan dos grandes bases de datos termodinámicas recopiladas, con actualizaciones permanentes, por Berman (1988) y Holland y Powell (1998).

Como ejemplo de caso de estudio en Patagonia, se ha representado gráficamente mediante una pseudosección y aplicando el programa *Perple_X*, el equilibrio químico del mismo esquisto P49 (cuarzo + biotita + plagioclasa + muscovita + granate) analizado con geotermobarometría (punto 10.3.1, Fig. 36). Los rangos de T y P, preseleccionados e ingresados en el software para que dibuje el gráfico con la asociación mineral representativa de la muestra, son de 450°-800°C y 1-10 kb, respectivamente (Fig. 40, Marcos *et al.* 2020). La composición química de roca total fue reducida a un sistema químico de 11 componentes (óxidos) más H₂O, en una cantidad suficiente (2,6%) para que el campo sin fase fundida esté saturado en este componente. Además, todas las fases de minerales opacos fueron simplificadas a una única fase (O_{op}), la cual es estable en un rango T-P amplio.

Los resultados indican que la asociación mineral representativa del grado metamórfico alcanzado por el esquisto se ubica en un campo de la porción central-superior del diagrama, entre 3,7-10 kb y 520-660°C (Fig. 40a). A fines de precisar mejor la T y P del metamorfismo, se plotearon las isopletras (líneas de igual composición o moda) del granate y la muscovita (Fig. 40b). La intersección de las isopletras de la grosularia (XGrtCa) y el piropo (XGrtMg) permitieron acotar valores promedio de 658°C-5,5 kb y 601°C-4,9 kb, para núcleos y bordes de los granates, respectivamente.

Los resultados T-P obtenidos con el *Perple_X* son algo mayores que aquellos logrados aplicando el método de geotermobarometría TWQ (593°C-3,64 kb y 556°C-3,61 kb, para núcleos y bordes de los granates, respectivamente, sección 10.3.1). Estas diferencias pueden estar asociadas a las variaciones en los datos termodinámicos involucrados en ambos programas. Sin embargo, los resultados de la aplicación de los dos métodos coinciden en que los datos cuantitativos T-P de cristalización disminuyen desde los núcleos hacia los bordes de los granates. Los resultados del *Perple_X* permiten confirmar que la asociación mineral de equilibrio del esquisto P49 está en facies anfíbolita alta de P intermedia, o sea

pertenece a la serie de facies barroviense (Figs. 17, 20). Además, en el diagrama P-T de la trayectoria metamórfica, los datos cuantitativos revelan la parte retrógrada, post-clímax de T, del metamorfismo del esquistos (exhumación), desde facies anfibolita alta hasta anfibolita media (Fig. 23; Marcos *et al.* 2020).

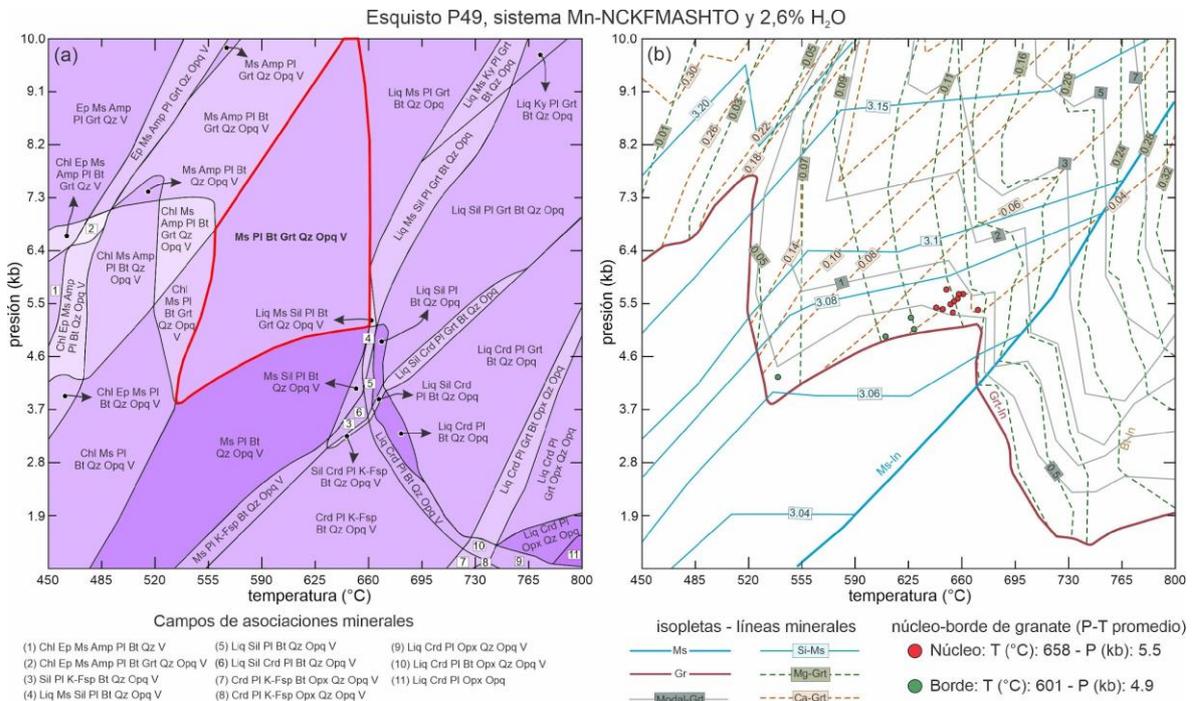


Figura 40. a) Pseudosección de la muestra P49 (ver Fig. 36) con el programa Perple_X en el sistema Mn-NCKFMASHTO (Marcos *et al.* 2020). Exhibe los campos de estabilidad de las asociaciones minerales “teóricas” de la muestra analizada. El campo de estabilidad más probable según la asociación mineral obtenida de la petrografía está marcado en rojo. b) Diagrama P-T con la fracción molar de las isoplethas de Mg y Ca en granates (XGrtMg, XGrtCa) y el contenido de Si (apfu) en la muscovita (XMsi). Círculos rojos y verdes: intersecciones XMg y XCa para la composición de los núcleos y bordes del granate, respectivamente.

11. ¿CUÁLES SON LOS CAMBIOS ESTRUCTURALES DURANTE EL METAMORFISMO?

Retomemos la definición del metamorfismo que incluye a los cambios mineralógicos, estructurales y, a veces, químicos que ocurren en las rocas en estado sólido. Cada uno de estos cambios está vinculado a la acción de un agente del metamorfismo. Así la temperatura se vincula esencialmente con las reacciones metamórficas que conducen a los cambios mineralógicos. La presión actúa en los cambios estructurales y los fluidos químicamente activos con el metasomatismo. De este conjunto, ya hemos revisado en forma precedente cuáles son los cambios mineralógicos. Ahora, revisaremos los cambios

estructurales que ocurren durante el metamorfismo y que están relacionados con la deformación de las rocas.

La *deformación* es el cambio en el tamaño o en la forma de un cuerpo rocoso debido a fuerzas aplicadas sobre el mismo, por el aumento o disminución de la longitud o volumen asociados a cambios de T (dilatación/contracción térmica), por la aparición de efectos viscoelásticos o por la combinación de alguno de estos procesos. La fuerza actuante en la deformación de las rocas es la P, que si actúa en forma aislada, sin el acompañamiento de la T, no contribuye a la formación de una roca metamórfica. O sea, las rocas pueden tener cambios estructurales sin metamorfismo. Por ejemplo, en una sucesión de rocas sedimentarias plegadas, la temperatura ha sido suficiente para activar los procesos de la diagénesis y conducir a la litificación de las rocas. No se ha superado el límite inferior del metamorfismo de $\sim 200^{\circ}\text{C}$. Los pliegues se formaron por deformación, pero las rocas siguen siendo sedimentarias, ya que no han tenido cambios mineralógicos significativos, salvo aquellos relacionados con la diagénesis (Fig. 41).

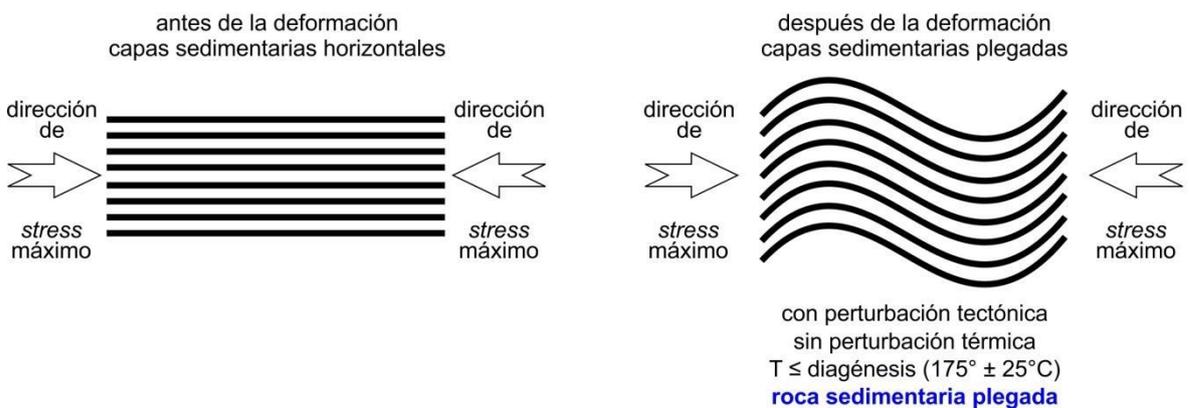


Figura 41. Formación de pliegues en rocas sedimentarias que no han superado la T mínima de inicio del metamorfismo. Anticinal Río Salado, faja plegada y corrida del Agrio, Neuquén.

Sin la participación de la T como una perturbación adicional, no se activa el metamorfismo y la fuerza aplicada sólo produce estructuras de deformación. Es un ejemplo sencillo que no tiene en cuenta otros factores que asisten al metamorfismo y deformación, como la circulación de fluidos reactivos, la composición del protolito, la diferencia de viscosidades entre las distintas capas de rocas involucradas, etc.

Por otro lado, los pliegues en una alternancia rítmica de meta-areniscas y filitas también se formaron por deformación pero las rocas son metamórficas porque hubo suficiente T ($>200^{\circ}\text{C}$) para activar los cambios mineralógicos del metamorfismo. Además de los pliegues, se han formado otras estructuras de deformación asociadas, como la foliación y la lineación (Fig. 42). O sea, si bien los cambios estructurales tienen un rol importante durante el metamorfismo, si no se complementan con los cambios mineralógicos no provocan la formación de una roca metamórfica. Por el contrario, si la temperatura actúa en forma independiente de la presión, como ocurre en una aureola de metamorfismo local de contacto, sí se forman rocas metamórficas.

En síntesis, los efectos más significativos que tiene la P sobre las rocas son la disminución del tamaño de grano y de la porosidad y permeabilidad primaria de los protolitos. Además, la deformación produce fábricas orientadas, como los pliegues, las foliaciones y las lineaciones. Por último, la P es el principal factor físico del metamorfismo dinámico asociado a procesos de cataclasis, deformación intracrystalina y cizallamiento, entre otros (punto 6.1).

A continuación se describen las fábricas y texturas metamórficas necesarias para complementar la caracterización de la trayectoria P-T-t del metamorfismo en las rocas. La descripción y el análisis geométrico y cinemático de las estructuras de deformación a escala de afloramiento y en muestra de mano se detallan en el capítulo de Geología Estructural de este mismo manual.

12. ESTRUCTURA, FÁBRICA Y TEXTURA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

El uso de estas tres palabras ha dado lugar a ambigüedades para la descripción de las rocas metamórficas. En Brodie *et al.* (2007) se puede consultar la historia vinculada con su significado en distintas lenguas, países o escuelas de geología.

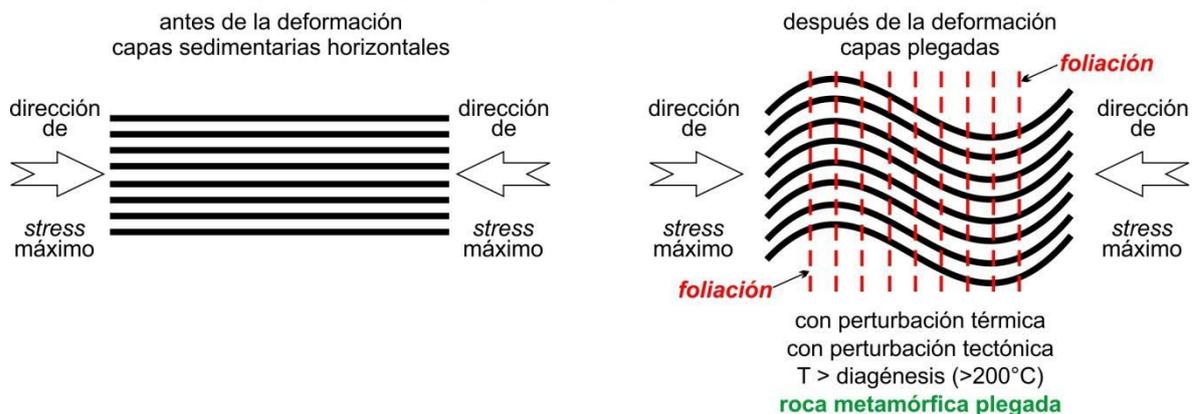
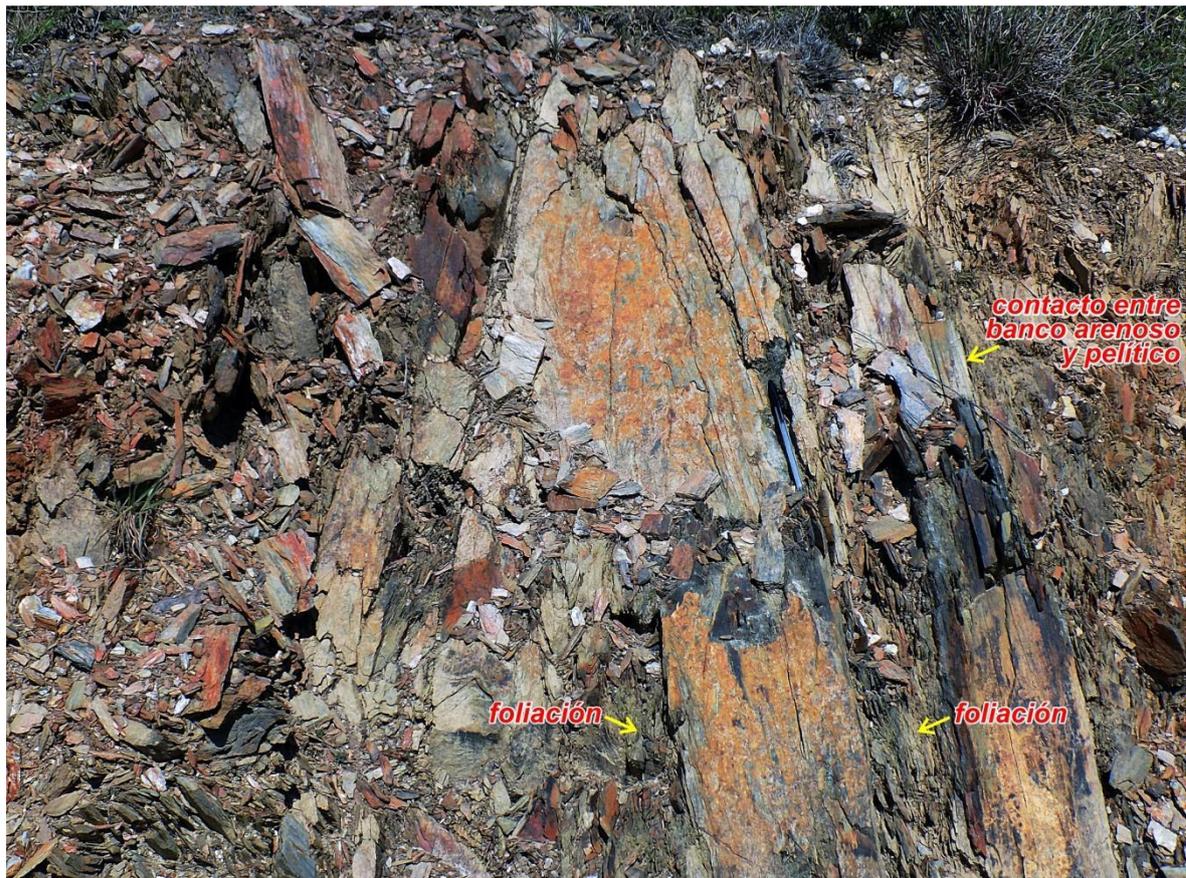


Figura 42. Sucesión alternante de meta-arenisca y filita. Aquí la perturbación térmica acompañó a la deformación y las rocas han traspasado el umbral térmico inferior para dar inicio al metamorfismo y formar las rocas metamórficas. Además, se formaron pliegues y foliación de plano axial que los acompaña. Rocas metamórficas del Grupo Lavalleja, por ruta 81, R. O. del Uruguay.

Para los cursos de Petrología Metamórfica de nuestro país, la *estructura* es la disposición de las partes de una masa rocosa, que es independiente de la escala. Incluye las relaciones espaciales entre las partes, su forma y tamaño relativo y las características internas de las mismas. Según sea de escala regional, de afloramiento-muestra de mano o de lámina delgada, puede ser una *mega-* o *meso-* o *microestructura*, respectivamente.

La *fábrica* es la orientación relativa de las partes de una masa rocosa. Y según la escala puede ser *mega-*, *meso-* o *microfábrica*. Esta última, además, describe la orientación cristalográfica y/o de la forma/hábito de un mineral o grupo de minerales a escala microscópica.

La palabra *textura* es, quizá, la más ambigua de las tres por su utilización en las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. En los tres casos, tienen significados algo diferentes que están sujetos a la génesis y procesos formadores de cada tipo de roca. Por un lado, la textura en las rocas sedimentarias se refiere a su carácter clástico o cristalino, o sea, si la roca sedimentaria se ha formado por la depositación mecánica de clastos, en el primer caso, o por precipitación química de iones, en el otro. Por otra parte, la textura en las rocas ígneas es la disposición u ordenamiento espacial de minerales y cavidades combinados con vidrio. Se forma por enfriamiento y solidificación de parcelas de magma líquido. O sea que involucra un equilibrio líquido → sólido. Los minerales, las cavidades y el vidrio se ordenan según un conjunto de atributos (propiedades texturales) que combinados en distintas proporciones y maneras brindan el aspecto o los rasgos particulares de las texturas (González 2015). El mero hecho de la mención de una textura ígnea ya brinda información sobre la evolución térmica y la composición química global de los cuerpos ígneos, la fragmentación o no del magma y el tipo y ambiente de emplazamiento de los cuerpos.

La textura en las rocas metamórficas ha sido usada con varios sentidos distintos. Por ejemplo, Spry (1969) la define como el tamaño relativo, la forma y las interrelaciones espaciales entre los minerales de una roca, y los caracteres internos de esos minerales. En el sentido de este autor, la textura es un sinónimo de *microestructura*. Para Barker (1998) y Vernon (2004) la textura es la

orientación preferente de los granos de una roca a escala microscópica. Según estos autores, la textura es sinónimo de *microfábrica*. Y para Castro Dorado (2015) la textura de las rocas metamórficas es el conjunto de relaciones inter-cristalinas que determinan el empaquetamiento 3D de los minerales formados por blastesis. Es el ordenamiento de las formas y los contactos entre los minerales que mejor se adaptan a una situación de mínima energía libre interfacial, o sea de equilibrio durante el metamorfismo.

En síntesis, en nuestro curso de metamorfismo describiremos la textura metamórfica como la forma y la orientación de los minerales. Según el hábito de los granos involucrados y de sus relaciones mutuas de contacto, el ordenamiento de equilibrio puede adquirir diversas geometrías que le confieren un aspecto particular a las rocas.

12.1. Fábrica de las rocas metamórficas

La *fábrica* es la orientación relativa de las partes de una masa rocosa. Esas “partes” son, desde el punto de vista geométrico, *planos* y *líneas* que están constituidos por un mineral o por grupos de ellos. Así definidas las partes, la fábrica puede ser *orientada (lineal, planar)* o *aleatoria* (Fig. 43).

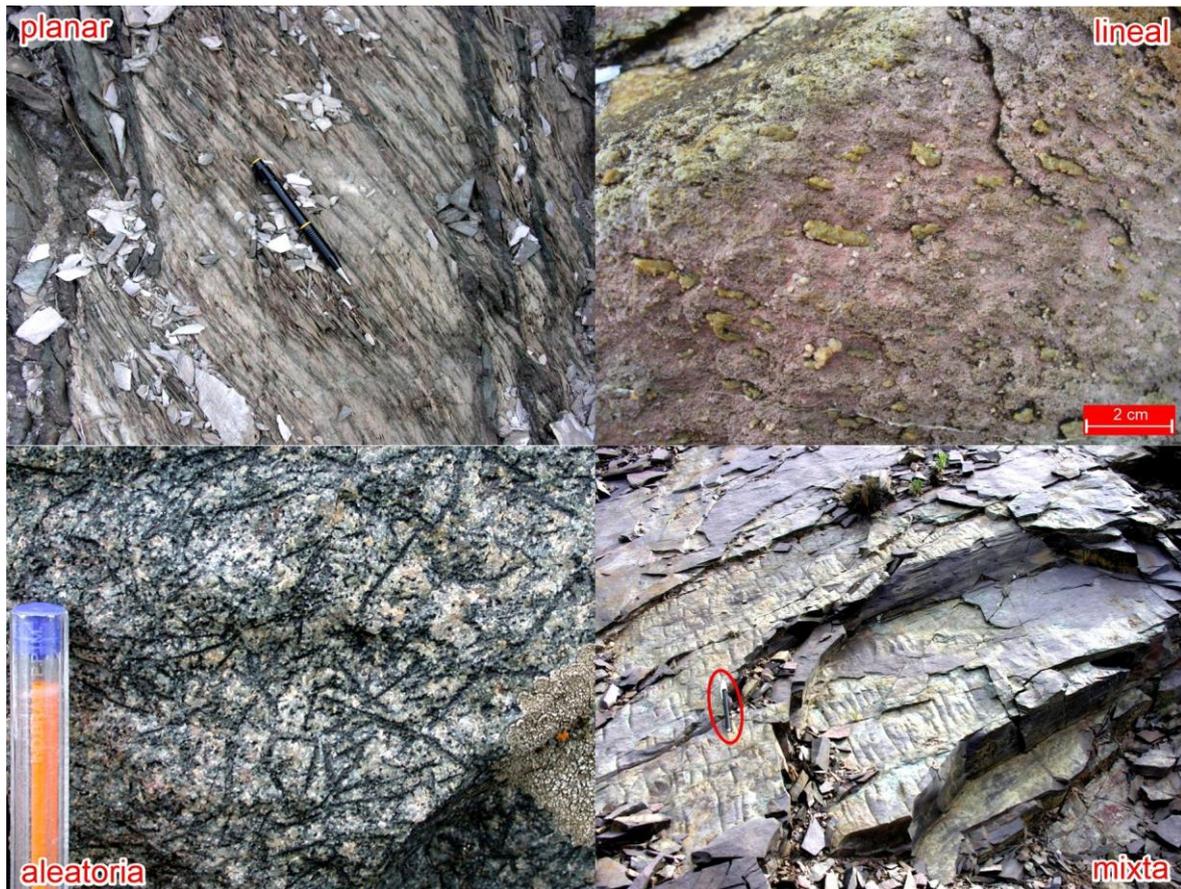


Figura 43. Fotos de campo de las fábricas en rocas metamórficas de la Formación El Jagüelito, arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. Planar: clivaje de una filita. Lineal: estiramiento de pómez en una metaignimbrita. Aleatoria: porfiroblastos decusados de anfíbol en hornfels de contacto. Mixta: clivaje y lineación de estiramiento combinados en una filita.

En la fábrica lineal, la orientación preferente de los minerales es a lo largo de una línea, mientras que en una planar lo es sobre uno o más planos. Por ejemplo, un libro y un manojo de lápices tienen una fábrica planar y lineal, respectivamente. Las fábricas lineal y planar más importantes son la *lineación* y la *foliación*. Si se combinan las dos, la fábrica es *mixta*. Por último, los minerales de una fábrica aleatoria carecen de orientación.

12.1.1. *Foliación*: es cualquier rasgo planar *penetrativo* o *pervasivo*, o sea que se repite espacialmente en un cuerpo de roca.

Las foliaciones *primarias* se desarrollan durante la formación de las rocas ígneas y sedimentarias, como por ejemplo la foliación o bandeamiento por flujo de un magma o la estratificación por depositación mecánica de clastos.

Las foliaciones *secundarias* se desarrollan como resultado del metamorfismo y la deformación. Las rocas metamórficas pueden tener más de una foliación secundaria y también conservar foliaciones primarias en forma relíctica.

Las superficies planares además de repetirse espacialmente, son paralelas entre sí y se denominan “superficies S” (*schistosity*, en inglés) y se escriben con el acrónimo “S”. Las foliaciones de las rocas metamórficas reciben distintas denominaciones específicas, tienen variadas disposiciones geométricas y espaciales y pueden exhibir una gran variedad de rasgos morfológicos. A continuación se describen las foliaciones más comunes.

(a) *Clivaje*: está caracterizado por superficies subparalelas y finamente espaciadas por las cuales las rocas tienden a separarse en finas tajadas semejante a una lajosidad. Está definido por la orientación preferente de filosilicatos de tamaño de grano muy fino-fino, a veces microscópico (difícil de identificar a ojo desnudo). Se presenta en metapelitas de grado muy bajo-bajo, como las pizarras y filitas (Fig. 44a). Como sinónimos se usan clivaje pizarreño o pizarrosidad. Las rocas con clivaje por lo general conservan alguna planaridad primaria (estratificación S_0) relíctica (Fig. 44b).

(b) *Esquistosidad*: está caracterizada por superficies subparalelas, pero medianamente espaciadas. Está definida por la orientación preferente de filosilicatos de tamaño de grano medio a grueso (se ven bien a ojo desnudo). A menudo también acompañan minerales de hábito tabular que contribuyen a la disposición en capas alternantes con los filosilicatos. Se presenta en metapelitas de grado medio a alto, como los esquistos y algunos gneises (Fig. 44c). La roca metamórfica está completamente cristalizada y/o recristalizada.

(c) *Bandeamiento gnéisico o gneisosidad*: es una alternancia de capas claras y oscuras con variaciones de los tamaños de los granos (medio-grueso), composición mineralógica o textura. Puede derivar de una herencia composicional del protolito (bandeamiento primario entre arena y pelita), o ser producido por diferenciación metamórfica. Es frecuente en paragneises, ortogneises y algunas anfibolitas (Fig. 44d–e). Quedan excluidas las migmatitas donde alternan leucosomas y melanosomas que tienen otro tipo de origen.

(d) *Clivaje de crenulación*: se desarrolla por micro-plegado y transposición de una foliación preexistente (Fig. 44f–h). Puede llevar asociado procesos de diferenciación metamórfica (segregación) a pequeña escala y recristalización a lo largo de los planos de clivaje sobreimpuestos.

(e) *Clivaje de fractura*: está definido por un conjunto de superficies de fractura regularmente espaciadas a pequeña o mediana escala (Fig. 44i).



Figura 44. Página anterior. Planaridades de las rocas metamórficas. a–b) Clivaje S_1 en filitas de la Formación El Jagüelito, arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. b) Está conservado el bandeamiento composicional S_0 entre capas finas y gruesas y también la refracción

del clivaje S_1 entre éstas. c) Esquistosidad en esquisto micáceo de grano grueso con porfiroblastos de cianita (azul). Grupo Micaesquistos, Sierras Pampeanas orientales de San Luis. d–e) Fotos que ilustran el bandeamiento gnéisico en afloramientos. Ortogneis del Complejo Punta del Este, playa Manantiales, Maldonado, Uruguay (d). Diámetro de la moneda: 2,3 cm. Ortoanfibilita del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis (e). Largo de la cortapluma: 10 cm. f–g–h) Clivaje de crenulación a distintas escalas. f) Afloramiento de un esquisto cuarzo micáceo del Grupo Micaesquistos en la pampa del Tamboreo, Sierras Pampeanas orientales de San Luis. Diámetro de la moneda: 2,2 cm. g) Fotomicrografía de una lámina delgada (nicos paralelos) del micaesquisto con crenulación de la figura (f), que contiene cuarzo (qz), biotita (bt), muscovita (ms) y clorita (cl). h) Crenulación S_2 y pliegue en caja (*box fold*) del clivaje S_1 en filita de la Formación Nahuel Niyeu, Aguada Cecilio, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. i) Clivaje de fractura en un dique aplítico sinmagmático y su granito hospedante, Batolito Curacó, Macizo Nordpatagónico noroccidental, Río Negro.

12.1.2. Lineación: se trata de cualquier rasgo linear que se repite espacialmente y es penetrativo en un cuerpo de roca. Los rasgos lineales son paralelos entre sí y se denominan con la letra “L” (= lineación). Las lineaciones también pueden ser *primarias*, que son aquellas formadas durante los procesos sedimentarios e ígneos, como la lineación parting y magmática, respectivamente. Las lineaciones *secundarias* se desarrollan como resultado del metamorfismo y la deformación. Una roca metamórfica puede tener más de una lineación secundaria e inclusive puede conservar lineaciones primarias en forma relíctica, sobre todo en las rocas de bajo grado metamórfico.

Las lineaciones de las rocas metamórficas reciben distintas denominaciones específicas y pueden exhibir una gran variedad de rasgos morfológicos. A continuación se describen las lineaciones más comunes que se agrupan según la disposición geométrica y espacial de los rasgos lineales (Fig. 45).



Figura 45. Lineaciones de las rocas metamórficas. a) Lineación mineral de sillimanita en un paragneis de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas de San Juan. b) Lineación de estiramiento de agregados de calcita-dolomita en un mármol del Complejo Mina Gonzalito, arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. c) Lineación de crenulación (vista en planta) de ejes de mesopiegos en una filita de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. d) Lineación en lápiz de un paragneis del Complejo Mina Gonzalito en la mina homónima, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. Está definido por la intersección de una foliación milonítica y un clivaje de fractura sobreimpuesto.

(a) *Lineación mineral*: orientación preferente de minerales de hábito prismático, tabular o escamoso, como la sillimanita, el anfíbol y la biotita-muscovita, respectivamente (Fig. 45a).

(b) *Lineación de estiramiento*: es la orientación preferente de agregados estirados de minerales granulares, generalmente cuarzo-feldespáticos, aunque también pueden ser de minerales con otros hábitos (Fig. 45b).

(c) *Lineación de crenulación*: definida por los ejes de pliegues de crenulación de escala mesoscópica (Fig. 45c).

(d) *Lineación de intersección*: surge de la intersección de dos o más elementos planares, como la estratificación S_0 y el clivaje S_1 o dos clivajes/esquistosidades. Tanto la lineación de crenulación como la de intersección son rasgos meramente estructurales que pueden no tener blastesis mineral asociada por metamorfismo.

(e) *Lineación en lápiz* (= *pencil* en inglés): son fragmentos de roca largos, delgados y en forma de lápiz, que se forman por la intersección de dos planaridades que se cortan con un ángulo alto (Fig. 45d). Pueden ser una estratificación primaria y un clivaje o dos clivajes/esquistosidades.

Las reacciones químicas de formación de asociaciones minerales de las rocas metamórficas ocurren en el marco tectónico de un campo de estrés desviatorio, con un esfuerzo diferencial donde $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$. O sea, la deformación es asistida por la T para la transformación de los protolitos en rocas metamórficas. La resultante de la actuación de esfuerzos desviatorios determina de manera fundamental las estructuras de las rocas metamórficas, que tendrán pliegues asociados a una foliación cuando $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ y predomina la P dirigida o de stress (Fig. 9). Las rocas tendrán sólo lineación cuando el esfuerzo diferencial $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$. Y si el $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, la roca metamórfica tendrá tanto foliación como lineación (Fig. 43). En los tres casos los protolitos cambiaron de tamaño y forma por la deformación y hubo procesos de disolución, difusión y re-precipitación iónica conducidos por las reacciones metamórficas. Cuando $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, la roca cambia de tamaño por compactación (disminución del tamaño poral y evacuación de fluidos), pero mantiene la forma porque la P es litostática (Fig. 9).

12.2. Texturas de las rocas metamórficas

En los libros de petrología se menciona que la descripción de las texturas metamórficas (empaquetamiento 3D de sus minerales) se debe practicar a escala microscópica y que sólo allí es posible distinguirlas. Sin embargo, esta afirmación no es del todo cierta, ya que como expresamos en forma precedente, por un lado,

el trabajo petrológico se inicia con la cartografía en el terreno, dónde no se dispone de láminas delgadas para observaciones bajo el microscopio petrográfico. Por otra parte, las texturas de las rocas metamórficas son fácilmente distinguibles a ojo desnudo, cuando el tamaño de grano es medio a grueso, o son identificables con la ayuda de una lupa de mano si el grano es fino.

Para describir las texturas metamórficas es esencial conocer el hábito equidimensional o inequidimensional de los minerales que harán su empaquetamiento final y definirán el tipo textural. Así los equidimensionales pueden ser *polihédricos* como el granate o *anhédricos* como el cuarzo o *esféricos* como ciertos óxidos y la piritita. Entre los inequidimensionales están los de hábito *tabular* (feldespatos, cianita, estauroilita), *laminar*, *hojoso* o *escamoso* (clorita, muscovita, biotita, flogopita), *columnar* o *prismático* (piroxenos y anfíboles) y *acicular* o *fibroso* (sillimanita, anfíboles asbestiformes).

Las texturas de las rocas metamórficas están definidas por el hábito de los minerales que forman el empaquetamiento 3D y son la *granoblástica*, *lepidoblástica* y *nematoblástica*. Como resultado de la combinación de las dos primeras se obtiene la *granolepidoblástica*. Si además la roca tiene porfiroblastos, la textura resultante será *porfiroblástica* con una matriz compuesta por un empaquetamiento mineral de cualquiera de los tres tipos principales. Las rocas metamórficas pueden tener combinaciones de cualquiera de las cuatro texturas esenciales, a escalas tanto meso- como microscópica.

12.2.1. Granoblástica: todos los granos minerales tienen el mismo tamaño (homeoblásticos), son equidimensionales (ecuantos) y sus bordes son irregulares o suturados (Fig. 46a–b). Si los bordes de los granos son rectos o ligeramente curvados y culminan en uniones triples, la variedad de la textura granoblástica se llama *poligonal*. La textura granoblástica predomina en las fábricas aleatorias, como en las granulitas y hornfels, aunque también es común en las bandas claras de algunos gneises poco foliados y en mármoles, cuarcitas y anfibolitas granatíferas.

12.2.2. Lepidoblástica: todos los granos minerales tienen el mismo tamaño (homeoblásticos) y son de hábito escamoso (hojoso). Las hojuelas o escamas son todas paralelas entre sí (Fig. 46c–d). La textura lepidoblástica predomina en las

fábricas planares, en rocas con clivaje o esquistosidad como filitas, esquistos micáceos y esquistos verdes. También es común en las bandas oscuras de los gneises, alternando con la textura granoblástica de las capas claras.

12.2.3. Nematoblástica: todos los granos minerales son del mismo tamaño (homeoblásticos) y tienen hábito tabular o fibroso o prismático y son todos paralelos entre sí (Fig. 46e–f). La textura nematoblástica predomina en las fábricas lineales de algunos esquistos verdes y anfibolitas epidóticas.

12.2.4. Porfiroblástica: con porfiroblastos / poquiloblastos que tienen un tamaño de grano mayor que lo distinguen a simple vista de los minerales más pequeños de la matriz (punto 8, Fig. 46g–h). La matriz puede tener textura grano-, lepido- o nematoblástica. Como veremos a continuación, las inclusiones en los poquiloblastos son útiles para integrar el metamorfismo con la deformación.

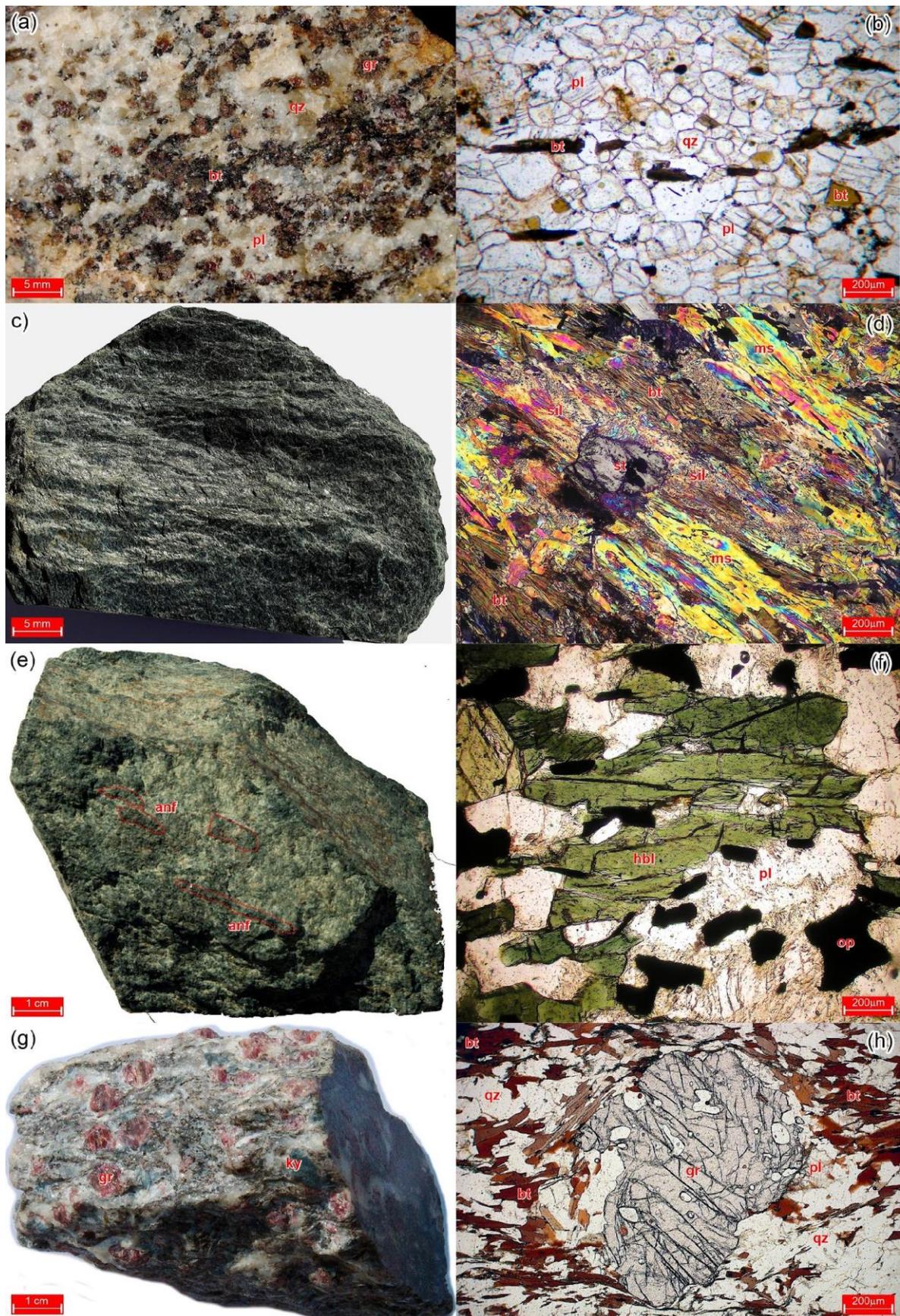


Figura 46. Página anterior. Texturas de las rocas metamórficas en muestra de mano (izquierda) y fotomicrográfais en lámina delgada (derecha), con nicols paralelos y cruzados, bajo el microscopio petrográfico. a–b) Granoblástica, compuesta por cuarzo (qz) + plagioclasa (pl) + biotita (bt) + granate (gr), en banda félsica de un paragneis del Complejo Igneo-Metamórfico

Cáceres, Gastre, Macizo Nordpatagónico sudoccidental, Chubut. c–d) Lepidoblástica definida por muscovita (ms) + biotita (bt) + estauroilita (st) + sillimanita (sil) de un esquisto micáceo del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas de San Luis. e–f) Nematoblástica, compuesta por agregados de anfíbol (anf) + plagioclasa (pl) en un esquisto verde (e) de la Formación Nahuel Niyeu, Valcheta, y de hornblenda (hbl) + plagioclasa (pl) + minerales opacos (op) en una anfibolita (f) del Complejo Mina Gonzalito, Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. g–h) Porfiroblástica, con porfiroblastos de granate (gr) y cianita (ky) rodeados de una matriz cuarzo-feldespática biotítica en un paragneis (g) de la Sucesión Andrelandia (Neoproterozoico), cratón de San Francisco, Brasil. h) Porfiroblasto de granate (gr) sintectónico y matriz granolepidoblástica compuesta por cuarzo (qz) + plagioclasa (pl) + biotita (bt) en un paragneis del Complejo Calamuchita, Los Guanacos, Sierras Pampeanas de Córdoba.

13. INTEGRACIÓN DEL METAMORFISMO CON LA DEFORMACIÓN

13.1. Relaciones porfiroblastos / matriz

Las inclusiones en los poiquiloblastos brindan información sobre la secuencia temporal relativa de formación de microestructuras que acompañan la blastesis de los minerales. Los minerales incluidos en un hospedante pueden representar: (1) relictos de una asociación mineral previa; (2) granos que no han intervenido en la reacción de formación del hospedante (minerales inertes); (3) granos reactantes que no han sido consumidos totalmente durante el curso de la reacción metamórfica formadora del hospedante (reactante en exceso = cuarzo); (4) productos de reacción que son englobados por un mineral coexistente que tiene una tasa de crecimiento más rápida. Además, si un mineral solo aparece en las inclusiones y no está presente en la matriz de la roca, se puede inferir que es relictico y que ha sido inestable en las condiciones T-P en las que creció el mineral hospedante.

Por otra parte, si los minerales que aparecen como inclusiones definen una foliación y los minerales de la matriz también se agrupan formando otra foliación, se puede establecer una secuencia relativa de crecimiento bastante detallada entre las microestructuras y los minerales.

A partir de las relaciones entre la foliación interna (S_i) definida por las inclusiones y aquella de la matriz o foliación externa (S_e), se pueden distinguir varias situaciones de blastesis de los porfiroblastos: *preectónicos*, *sintectónicos*, *postectónicos* e *intertectónicos* (Passchier y Trouw 2005). Estos autores describen sus relaciones diagnósticas detalladas relacionando la cristalización metamórfica con la deformación. La clasificación es una versión modificada del esquema propuesto por Zwart (1960, 1962) que estableció que los porfiroblastos son más viejos (preectónicos), más jóvenes (postectónicos) o de la misma edad

(sintectónicos) que una fase de deformación específica. A continuación se describen las características más importantes de cada grupo. Cabe destacar que los porfiroblastos sin inclusiones no son útiles para establecer las relaciones microestructurales con la matriz.

13.1.1. Porfiroblastos pretectónicos: las foliaciones interna S_i y externa S_e son discordantes. S_i se formó en un proceso de deformación previo al que dio lugar a S_e y la blastesis del porfiroblasto se produjo antes de la etapa de deformación que dio lugar a S_e . La S_e rodea y envuelve al porfiroblasto. Se pueden desarrollar zonas de dilatación adyacentes al porfiroblasto, como las *sombras de presión*, en las que comúnmente hay blastesis estática de minerales (cuarzo; Fig. 47a). Además, el porfiroblasto puede presentar evidencias de deformación intracristalina y texturas de recristalización dinámica ocasionadas por la deformación asociada a S_e (Fig. 47b).

13.1.2. Porfiroblastos sintectónicos: las foliaciones interna S_i y externa S_e son concordantes y continuas entre sí (Figs. 27, 47c). A veces, la S_i adopta una forma en espiral o está micro-plegada (Fig. 47d). Los porfiroblastos suelen estar orientados en forma concordante con la foliación y lineación de la roca, pero no exhiben evidencias de deformación intracristalina.

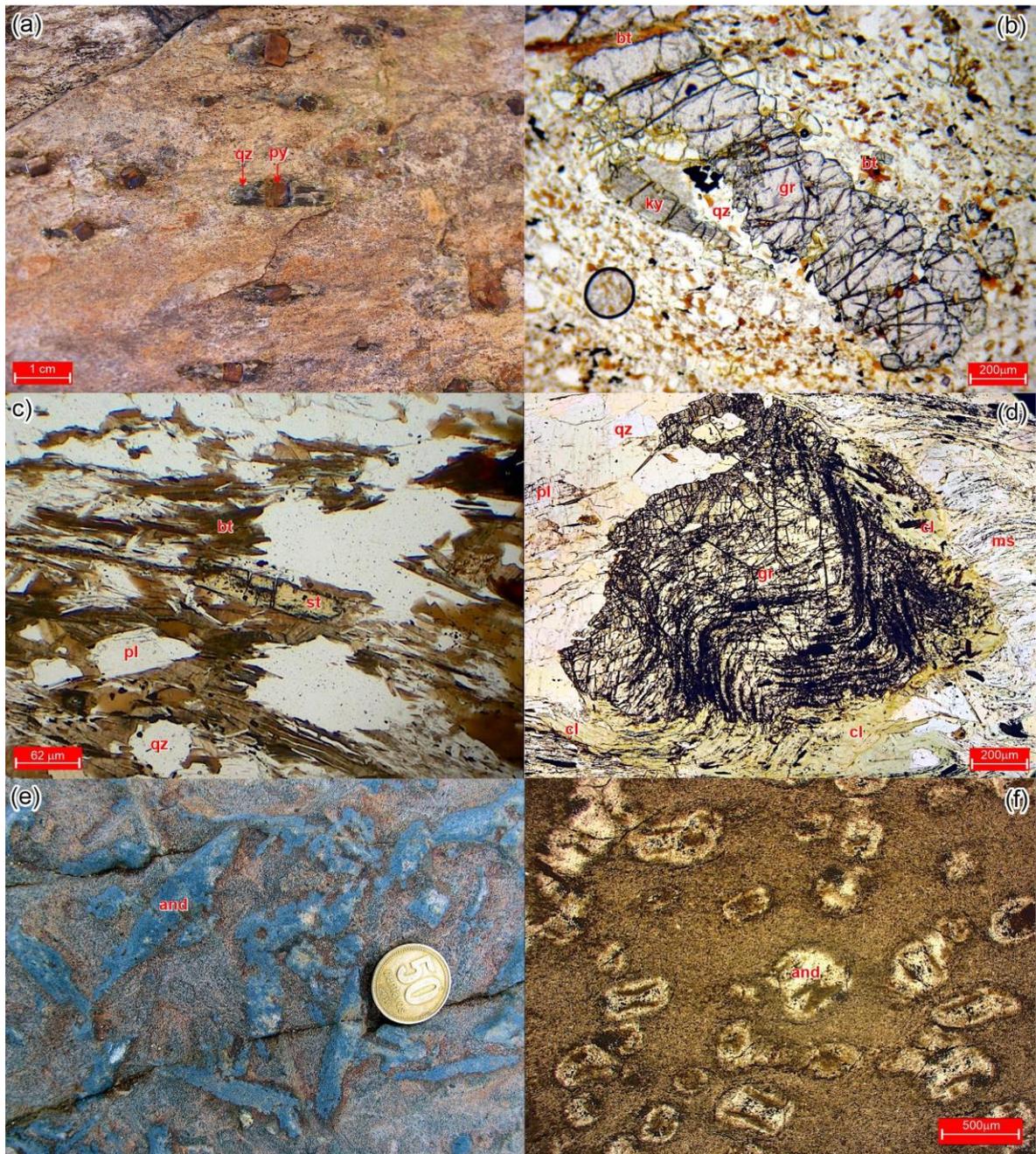


Figura 47. Tipos de porfiroblastos según su blastesis respecto de la fábrica de la matriz. (a) y (e) son fotos de campo y (b-d) y (f) son fotomicrografías con nicols paralelos de láminas delgadas. a) Filita con porfiroblastos pre-tectónicos de pirita (py) y sombras de presión de cuarzo (qz). Pampa de Tamboreo, Sierras Pampeanas de San Luis. b) Porfiroblastos pre-tectónicos de granate y cianita que marcan la lineación de estiramiento. Tienen micro-boudinage y deformación intracrystalina. En los cuellos de microboudines del granate ha recrystalizado biotita. Unidad Tambillo, Sierras Pampeanas Occidentales de Umango. c) Porfiroblasto sintectónico de estaurolita (st) que tiene trenes de inclusiones de minerales opacos en continuidad con la esquistosidad de la matriz biotítica (bt). La asociación mineralógica de equilibrio la completan cuarzo (qz), plagioclasa (pl) y granate (no se observa en esta sección). Paragneis del Complejo Metamórfico Nogolí. Sierras Pampeanas Orientales de San Luis. d) Porfiroblasto sintectónico de granate (gr) reemplazado por una corona de clorita (cl) retrógrada. En parte puede tratarse de uno tipo “bola de nieve” (*snowball*). Paragneis del Complejo Metamórfico Bariloche, localidad homónima, Cordillera Nordpatagónica, Río Negro (fotomicrografía tomada de Oriolo *et al.* 2019). e–f) Porfiroblastos posttectónicos decusados de andalucita en hornfels de: (e) Metamorfitas Piedra Santa, río Catan Lil, Neuquén. Diámetro de la moneda: 2,5 cm. (f) Formación El Jagüelito en la Herradura del Salado, Macizo Nordparagónico, Río Negro. Esta última es la variedad de andalucita quiasolítica.

13.1.3. *Porfiroblastos postectónicos*: exhiben un diseño de inclusiones que mimetiza la fábrica original, donde $S_i=S_e$ (Fig. 26). Aparecen sobreimpuestos a las foliaciones desarrolladas previamente (Fig. 47e–f). Por lo general la disposición de los porfiroblastos es aleatoria (decusada, Fig. 43), con ausencia de deflexión de la S_e , de sombras de presión, de extinción ondulosa u otra evidencia de deformación intracristalina que es común en los anteriores.

13.1.4. *Porfiroblastos intertectónicos*: han crecido sobre una foliación previa (S_1) y están rodeados por una matriz también foliada (S_2), que ha sido afectada por una fase de deformación posterior pero que no dejó ningún registro en el porfiroblasto (Fig. 48a–c).

13.2. Incorporación de la deformación en la evolución metamórfica: trayectoria P-T-t-D

Si bien se ha mencionado al principio de este capítulo que la T es el factor físico principal que regula la dinámica endógena, es importante reconocer la influencia que ejerce la deformación (P) en los procesos metamórficos. Es decir, si bien ambos factores se comportan independientes uno del otro, es su inter-relación la que en definitiva regula la mineralogía y textura de las rocas. Además, si bien las reacciones metamórficas son activadas principalmente por los cambios de T, muchas veces son coetáneas con la deformación. En estos casos, la energía de la deformación puede contribuir a modificar los campos de estabilidad de las fases que se desarrollan durante el transcurso del metamorfismo. En definitiva, tanto el metamorfismo como la deformación determinan la trayectoria P-T evolutiva de las rocas metamórficas.

Los estadios sucesivos en la evolución metamórfica y estructural de las rocas quedan comúnmente preservados como parte de la fábrica. La combinación de los análisis estructural y cinemático en los afloramientos (establecer la sucesión de foliaciones, lineaciones y pliegues), con el micro-estructural en lámina delgada de las inclusiones en los poiquiloblastos, permite obtener datos para desentrañar la secuencia de fases de deformación en un área específica y relacionarla con los eventos metamórficos para establecer una *trayectoria P-T-t-D* (presión-

temperatura-tiempo-deformación) que sintetice de forma global la evolución completa de la fábrica de las rocas (Figs. 30b, 47d, 48).

Las inclusiones en los poiquiloblastos brindan información de la secuencia de formación de las microestructuras que acompañan la blastesis de los minerales. O sea, se pueden relacionar las condiciones P-T del metamorfismo, y las reacciones químicas involucradas, con el contexto estructural para incorporar la deformación a la trayectoria metamórfica.

Una *fase de deformación* es un período de tiempo determinado durante el cual una roca es deformada bajo la influencia de un campo de *stress* desviatorio. La roca adquiere estructuras secundarias específicas tales como pliegues, foliaciones y lineaciones. Las fases sucesivas se superponen en el tiempo y también en el espacio. Mientras que un *evento metamórfico* es un período de tiempo en el cual se produce la formación de una asociación mineral específica, que refleja tanto condiciones P-T particulares como así también corresponde a una determinada reacción metamórfica de equilibrio (curva de reacción en el diagrama de fases P-T, Fig. 39a). Las asociaciones minerales también pueden superponerse en forma espacial y temporal, pero sólo quedarán registradas si el equilibrio químico fue incompleto durante el último evento(s). De aquí radica la importancia que hayan quedado vestigios de estructuras como inclusiones dentro de los poiquiloblastos.

Una asociación mineral de equilibrio en condiciones P-T máximas en facies anfibolita alta de presión intermedia es cuarzo + plagioclasa + biotita + granate + estauroлита + cianita (Fig. 48a–c). En este caso, los porfiroblastos de granate y estauroлита tienen inclusiones de una esquistosidad S_1 relíctica, que es oblicua a perpendicular a la S_2 de la matriz, que es la principal en la roca. Los porfiroblastos son intertectónicos porque su blastesis se produjo entre las fases de deformación D_1 y D_2 que formaron las esquistosidades S_1 y S_2 , respectivamente. Luego de D_1 - S_1 el clímax P-T del metamorfismo formó la asociación mineral de equilibrio y luego durante D_2 , la formación de S_2 de la matriz rodea los porfiroblastos que no tienen registro de la misma. Finalmente, una etapa posterior es retrógrada de exhumación, con formación de una corona de muscovita alrededor de los porfiroblastos de cianita + estauroлита (Fig. 48c).

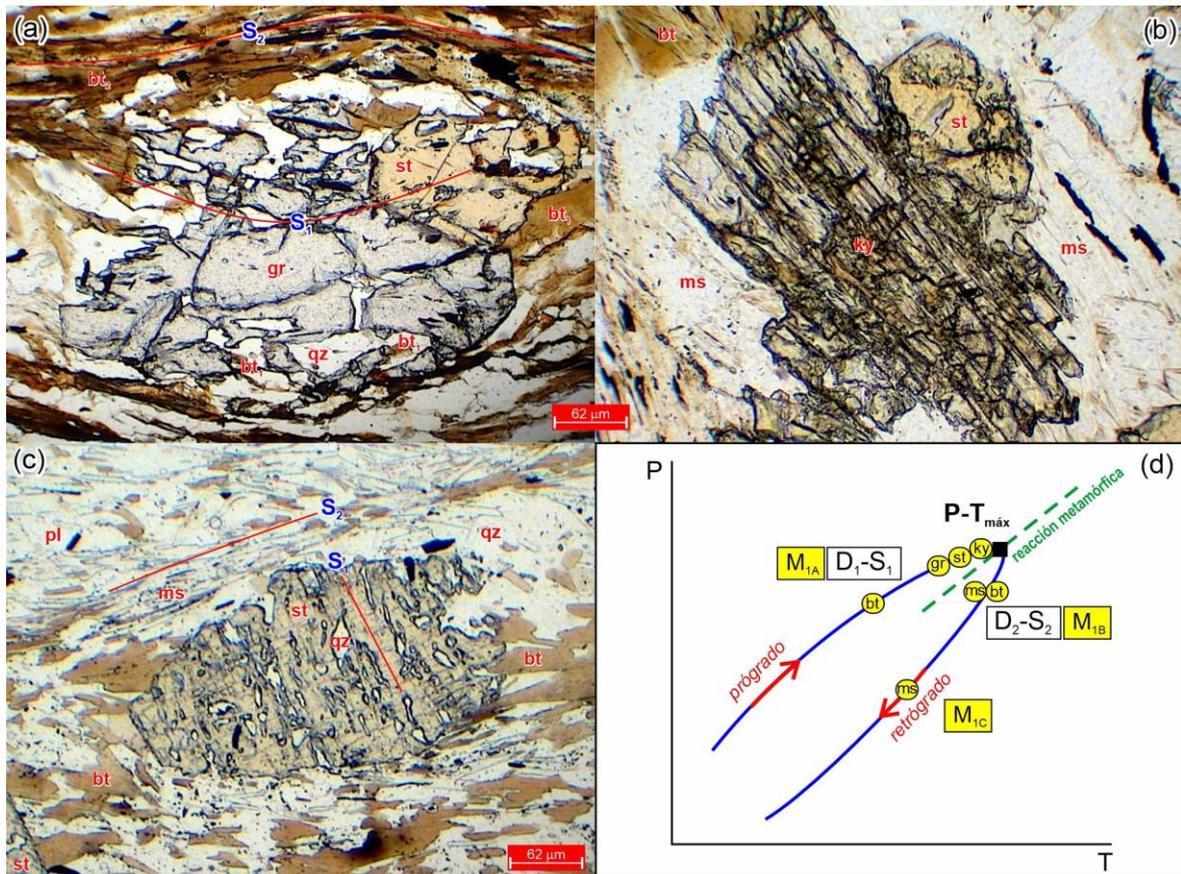


Figura 48. a–c) Fotomicrografías en lámina delgada (nicoles paralelos) de un paragneis del Complejo Metamórfico Nogolí, Sierras Pampeanas orientales de San Luis, con porfiroblastos intertectónicos de granate (gr), estaurolita (st) y cianita (ky). a) Granate y estaurolita con inclusión de una esquistosidad S_1 oblicua a la S_2 de la matriz. La biotita₁ (bt₁) y biotita₂ (bt₂) definen S_1 relíctica y S_2 principal, respectivamente. b) Cianita y estaurolita con una corona de muscovita (ms) retrógrada sobreimpuesta a S_2 (es post- S_2). c) Estaurolita con inclusión de una esquistosidad S_1 perpendicular y desconectada de S_2 de la matriz definida por biotita (bt) y muscovita (ms). d) Diagrama de la trayectoria P-T-t-D del paragneis sometido a fases de deformación y eventos de metamorfismo. Cuarzo (qz); plagioclasa (pl). Detalles en el texto.

La trayectoria P-T-t-D puede reconstruirse con un evento de metamorfismo prógrado M_{1A} , que fue contemporáneo con D_1 que formó S_1 , concomitante con un pico o clímax termobárico de formación en equilibrio de los porfiroblastos de granate-estaurolita-cianita. Luego, un evento de metamorfismo retrógrado M_{1B} (post-pico) temprano, que fue coetáneo con D_2 durante el cual se formó S_2 de la matriz. Por último, y ya en la etapa de exhumación franca de la roca, un evento de metamorfismo retrógrado M_{1C} que formó la corona de muscovita alrededor de los porfiroblastos (Fig. 48d). En esta etapa no se ha registrado la formación de estructuras asociadas a otra fase de deformación (González 2003).

Un evento de metamorfismo es naturalmente diferente a una fase de deformación. El primero refleja solamente el pasaje de valores P-T críticos que son necesarios

para que comiencen reacciones químicas y así producir uno o más minerales nuevos en la roca (Fig. 48d). Mientras que la fase de deformación es un período de deformación intensa entre intervalos de escasa deformación, o directamente sin ella. Pero la deformación tiene efectos catalíticos sobre las reacciones metamórficas, o sea que las favorecen al aumentar la velocidad de la reacción por disminución de la energía de activación. De esta manera las reacciones se pueden producir a menor T y entonces los eventos metamórficos son aproximadamente coincidentes en el tiempo con las fases de deformación. O sea, los minerales metamórficos crecen (blastesis) durante fases de deformación específicas. Sin embargo, la sincronidad relativa entre eventos metamórficos y fases de deformación aplicado en forma directa para reconstruir la trayectoria P-T-t-D puede tener asociada algunos problemas geológicos (p. ej., Passchier y Trouw 2005). Entre ellos, hay que tener en cuenta al momento de establecer la evolución tectono-metamórfica que la superposición de estructuras puede ser producida por una fase de deformación simple (co-axial) que es continua en el tiempo y por aumento del *strain*. También se debe considerar que las fases de deformación sucesivas no necesariamente producen superposición de estructuras. Si las fases son coaxiales, no se verá reflejado en dos estructuras distintas (p. ej., crenulación). Finalmente, sólo se puede determinar la edad relativa de las fases de deformación y es difícil acotar los mecanismos por métodos radimétricos (Oriolo *et al.* 2019), además teniendo en cuenta que las fases de deformación pueden ser diacrónicas a través de los distintos sectores involucrados en un ambiente tectónico.

BIBLIOGRAFÍA

- Barker, A. 1998. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Stanley Thornes Ltd., 275p. Londres.
- Barrow, G. 1893. On the origin of the crystalline schists: With special reference to the Southern Highlands. Proceedings of the Geologists' Association 13 (2): 48.
- Barrow, G. 1912. The geology of the country around Ivybridge and Modbury. Darling & Son, Ltd. London.
- Berman, R. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$. Journal of Petrology 29: 445-522.
- Berman, R. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; a new technique, with petrological applications. Canadian Mineralogist 29 (4): 833-855.
- Blenkinsop, T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, 150p. Dordrecht.
- Bird, P., Liu, Z. y Rucker, W. 2008. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis. Journal of Geophysical Research 113 (B11): B11406.
- Boehler, R. 1996. Melting temperature of the Earth's mantle and core: Earth's thermal structure. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 24 (1): 15-40.
- Brodie, K., Fettes, D. y Harte, B. 2007. Structural terms including fault rock terms. En: Fettes, D. y Desmons, J. (eds.), Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Section 2.3, 24-31. Cambridge, Londres. 258p.
- Brown, M. 2010. Paired metamorphic belts revisited. Gondwana Research 18 (1): 46-59.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. Petrogénesis of Metamorphic Rocks. 6th edition complete revision of Winkler's textbook. Springer Verlag, 318 p. Berlin.
- Bucher, K. y Grapes, R. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 8th edition. Springer, 428 p. Berlin.
- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Paraninfo, 253p. Madrid.
- Connolly, J. 1990. Multivariable phase-diagrams-an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Science 290: 666-718.
- Coombs, D. 1961. Some recent works on the lower grades of metamorphism. Australian Journal of Science 24: 203-215.
- de Capitani, C. y Petrakakis, K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. American Mineralogist 95: 1006-1016.
- Echeveste, H. y González, P.D. 2018. Mapeo de Estructuras. En: Echeveste, H.: "Manual de Levantamiento Geológico. Una introducción a la Geología de Campo". Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP), Colección Libros de Cátedra. Capítulo 9, 20p. La Plata, Buenos Aires. ISBN: 978-950-34-1623-5. Sitio web repositorio: <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/69363>
- Ernst, W. 1976. Petrologic Phase Equilibria. W. Freeman, 333 p. San Francisco.
- Eskola, P. 1920. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijavi region. Bulletin Commission Geologique de Finlandie 44.
- González, P.D. 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), Tesis Doctoral Inédita N° 817, 417p. La Plata (Buenos Aires). <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/4602>
- González, P.D. 2015. Textura de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E. J.: "Geología de los cuerpos ígneos". Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. Capítulo 12, 167-195. Buenos Aires.
- González, P.D. 2018. Mapeo de Rocas Metamórficas. En: Echeveste, H.: "Manual de Levantamiento Geológico. Una introducción a la Geología de Campo". Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP), Colección Libros de Cátedra. Capítulo 14, 25p. La Plata, Buenos Aires. ISBN: 978-950-34-1623-5. Sitio web repositorio: <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/69363>
- González, P.D., Greco, G., Varela, R., Naipauer, M., Sato, A.M., Llambías, E., García, V. y Campos, H. 2011. Patrón metamórfico invertido en la Formación El Jagüelito de la Herradura del Salado, basamento Norpatagónico, Río Negro. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 85-86. Neuquén.
- Grubenmann, U. y Niggli, P. 1924. Die Gesteinsmetamorphose I. Borntraeger, Berlin.
- Hibbard, M. 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, 587p. New Jersey.

- Holland, T. y Powell, R. 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 309-343.
- Kretz, R. 1989. Metamorphic mineral growth. En: *Petrology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/0-387-30845-8_140
- Llambías, E. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. 237p. Buenos Aires.
- Miyashiro, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2: 277-311.
- Miyashiro, A. 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Allen & Unwin, Londres.
- Marcos, P., Pavón Pivetta, C., Benedini, L., Gregori, D., Gerales, M., Scivetti, N., Barros, M., Varela, M. y Santos, A. 2020. Late Paleozoic geodynamic evolution of the western North Patagonian Massif and its tectonic context along the southwestern Gondwana margin. *Lithos* 376-377: 105801.
- Oriolo, S., Schulz, B., González, P.D., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E. y Vizán, H. 2019. The Late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: Insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the North Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics* 38: 2378-2400.
- Powell, R. y Holland, T. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 173-204.
- Passchier, C. y Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. 2nd Revised and enlarged Edition. Springer-Verlag, 366p. + CD room. Berlin.
- Read, H. 1952. Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Transactions of the Geological Society of Edinburgh* 15: 265-279.
- Smulikowski, W., Desmons, J., Fettes, D., Harte, B., Sassi, F. y Schmid, R. 2007. Types, grade and facies of metamorphism. En Fettes, D., Desmons, J. (Eds.), *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Section 2.2., 16-23. Cambridge, Londres. 258p.
- Spear, F. 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Monograph Series, N° 1. 799p. Washington, DC.
- Spear, F. y Selverstone, J. 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83: 348-357.
- Spear, F., Khon, M. y Cheney, J. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 17-32.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 385 p. Oxford.
- Tilley, C. 1924. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 81: 100-112.
- Turner, F. 1981. *Metamorphic Petrology: mineralogical, field and tectonic aspects*. McGraw-Hill, 312p. Nueva York.
- Vernon, R. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press 594p. , Londres.
- Winter, J. 2001. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson, 745p. Edimburg.
- Xiang, H. y Connolly, J. 2021. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*: 1-13. <https://doi.org/10.1111/jmg.12626>
- Yardley, B. 1991. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Earth Sciences Series, 248 p. England,
- Zwart, H. 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. *Geologische Rundschau* 50: 203-218.
- Zwart, H. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau* 52: 38-65.