

## Capítulo 2

# Rocas metamórficas: texturas, estructuras y nomenclatura

Al contrario de lo que ocurre con las rocas eruptivas, que se clasifican en diferentes formas cartesianas sobre la base de su composición mineralógica y química, las rocas metamórficas todavía no han sido objeto de una nomenclatura clara y universalmente aceptada. Todavía no disponemos de los resultados que, en este sentido, está realizando una comisión internacional.

La nomenclatura de las rocas metamórficas hace referencia a criterios estructurales o texturales, a la naturaleza del *protolito* (roca inicial de la que deriva una roca metamórfica), o a la asociación mineralógica actualmente observable. No es del todo coherente y se basa en usos locales o regionales. Por todo ello, es útil realizar, en todos los casos, una breve descripción de las rocas, destacando sus características texturales y mineralógicas en términos rigurosos.

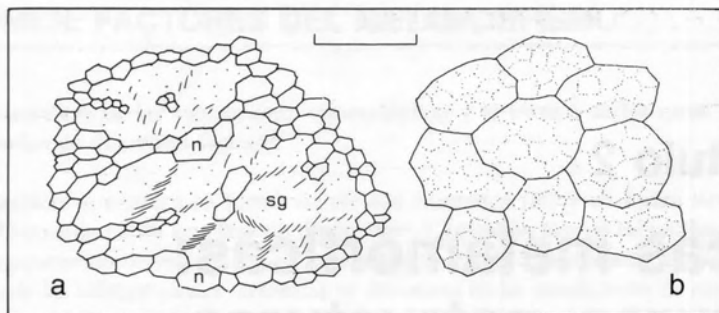
## ESFUERZOS Y TEXTURAS

---

Las texturas describen los diferentes tipos de asociaciones entre los minerales de una roca. Son el resultado de la competencia entre diversos procesos de recrystalización. Estas recrystalizaciones están ligadas, en parte, a los mecanismos reaccionales, es decir, a la minimización de la energía libre de Gibbs (v. cap. 1). Pero también pueden ser resultado de simples reordenamientos texturales, sin modificación de la asociación mineralógica. Estos reordenamientos responden, también, a la minimización de potenciales energéticos. En las obras que se citan al final de este manual se encuentran descripciones detalladas de las texturas y los mecanismos que intervienen en su desarrollo.

## RECRISTALIZACIÓN SINTECTÓNICA

Este tipo de recrystalización afecta los materiales sometidos a esfuerzos anisótropos. Es el resultado de deformaciones tectónicas y, por lo general, corresponde a una disminu-



**Fig. 2-1.** *Recristalización en estado sólido.* a) Recristalización sincinemática: los granos sometidos a deformación se dividen en subgranos (sg) y recristalizan en neoblastos (n), dando lugar a la minimización de la energía de dislocación. Los relictos deformados de los granos iniciales constituyen los porfidoclastos. b) Recocido tardi- y poscinemático: los granos iniciales (bordes en trazo de puntos) se reorganizan, se orientan y crecen de tamaño por migración de los bordes de grano, dando lugar a una minimización de la energía de superficie intercrystalina. Escala de la figura: unos 2 mm. (Para mayor detalle, consúltese Nicolas, 1988.)

ción del tamaño medio de los cristales. La deformación provoca realmente la deformación de los retículos cristalinos de los granos de modo que acumulan energía de deformación elástica por multiplicación de defectos en el interior de los cristales. La minimización de esta energía de deformación implica la eliminación de las dislocaciones, lo que representa la formación de *subgranos* en primer lugar y *neoblastos* después, a expensas de los cristales deformados. Estos últimos frecuentemente subsisten, en parte, formando *clastos* o *porfidoclastos* cuando conservan dimensiones importantes en relación con las de los neoblastos (fig. 2-1 a).

## RECOCIDO

Se trata de un proceso preferentemente posdinámico. Corresponde a la continuación de la disipación de la energía de deformación al finalizar ésta. Pero, en su aspecto más importante, está controlado por un proceso fundamental en los reordenamientos texturales: la *minimización de la energía de superficie intergranular*. Los bordes de grano (o *superficies intergranulares*) corresponden realmente a dominios estructurales desordenados en los cuales los átomos no presentan la ordenación regular que los caracteriza en el interior de los cristales. Por consiguiente, los bordes de grano movilizan una energía de desorden tanto más importante cuanto más extensas son las superficies, energía a la cual hay que añadir un efecto de tensión superficial. La minimización de esta energía exige una disminución de la energía intergranular, es decir, un aumento del tamaño de los granos por migración de los bordes de grano (fig. 2-1 b). En un sistema monomineral sometido a esfuerzos anisótropos y a una temperatura apropiada, la superficie intergranular mínima corresponde al desarrollo de granos equidimensionales cuyas caras forman entre ellas ángulos de  $120^\circ$ . Este caso ideal se realiza, de forma aproximada, en las rocas constituidas casi exclusivamente por calcita (mármoles), cuarzo (cuarcitas), plagioclasa (anortositas) u olivino (dunitas).

## ESFUERZOS Y ESTRUCTURAS

Algunas estructuras de las rocas metamórficas son heredadas del protolito. Ello ocurre frecuentemente en las rocas de metamorfismo de contacto que conservan trazas de su estratificación sedimentaria. También se observan estructuras heredadas de rocas ígneas como, por ejemplo, antiguos filones o enclaves. Pero las estructuras más frecuentes son las estructuras planas y lineales adquiridas durante las deformaciones y las recristalizaciones que acompañan al metamorfismo regional.

### DESARROLLO DE LAS ESTRUCTURAS PLANAS Y LINEALES: ESQUISTOSIDADES, FOLIACIONES Y LINEACIONES

#### Deformación discontinua y deformación continua

Como respuesta a los esfuerzos anisótropos, las rocas se deforman según dos modalidades principales en función de su ductilidad.

##### *Comportamiento frágil*

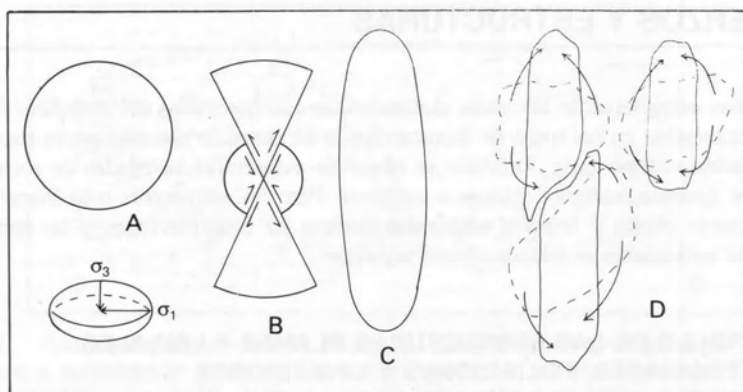
Afecta las rocas competentes. Los esfuerzos de cizalla  $\tau$  alcanzan un valor máximo en los planos que contienen  $\sigma_2$  y se sitúan a  $45^\circ$  de los esfuerzos principales  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  (figura 1-3). El alargamiento y el acortamiento del sistema están asegurados por el deslizamiento de los bloques a lo largo de las fallas determinadas en las proximidades de estos planos (fig. 2-2).

##### *Comportamiento dúctil*

Afecta los materiales incompetentes. Corresponde al flujo de los sólidos regidos por el mecanismo de disolución-recristalización que contribuye a la minimización de energía de deformación: los cristales, en presencia de una fase fluida intergranular, se disuelven en las posiciones de *alta energía* (perpendicularmente a  $\sigma_1$ ) y se desarrollan en las posiciones de *baja energía* (según la dirección de transporte  $\sigma_3$ ). Ello presenta como resultado un aplanamiento del sistema perpendicularmente a  $\sigma_1$  y un alargamiento paralelo a  $\sigma_3$ . Si, por hipótesis, la roca inicial está constituida por partículas esféricas, cada una de las esferas se transforma, por este mecanismo, en un elipsoide aplanado según el plano  $\sigma_1$ - $\sigma_3$ . El resultado es el desarrollo de una estructura plana perpendicular a  $\sigma_1$  (fig. 2-2). El mecanismo del proceso de disolución-recristalización está regido por una diferencia de potencial químico  $\Delta\mu$  entre la zona de disolución y la zona de recristalización, de tal manera que:

$$\Delta\mu = \Delta\sigma_n V + \Delta V\sigma_n + \Delta W_E + \Delta W_P + \Delta W_S$$

En esta expresión  $\Delta\sigma_n = \sigma_1 - \sigma_3$ ;  $\Delta V$ : diferencia del volumen molar del sólido;  $\Delta W_E$ ,  $\Delta W_P$  y  $\Delta W_S$ : diferencias de energía elástica, energía plástica y energía de superficie entre la zona de disolución y la zona de recristalización. Este exceso de potencial en las zonas de disolución añade sus efectos a un eventual exceso de energía libre ( $\Delta G > 0$ ) en relación con las zonas de cristalización. Ello explica el hecho de que las reacciones mineralógicas sean favorecidas por las deformaciones. Cuando la temperatura es elevada, la de-



**Fig. 2-2.** Deformación discontinua y deformación continua. Si los materiales competentes se someten a esfuerzos anisótrópicos, se deforman de manera frágil (B): la extensión (paralela a  $\sigma_3$ ) y el acortamiento (paralelo a  $\sigma_1$ ) se acomodan a lo largo de los planos de cizallamiento máximo situados a  $45^\circ$  de los esfuerzos principales. Estos planos de falla se aproximan tanto más al plano axial de la deformación cuanto más fuerte es el acortamiento. Los materiales incompetentes (C) fluyen en la dirección de extensión o de transporte, paralela a  $\sigma_3$ . Este flujo es la consecuencia del reordenamiento de las partículas (D) que migran de las posiciones de alta energía (en la dirección de  $\sigma_1$ ) hacia las de baja energía (en la dirección de  $\sigma_3$ ). A) Sistema sólido inicial. B) Deformación discontinua. C) Deformación continua. D) Esquemización de los mecanismos de flujo. Las partículas se difunden por las juntas o planos intergranulares si existe una fase fluida intersticial o adsorbida. (Para más detalles consúltese Mattauer, 1973; Bard, 1980; Nicolas, 1988, y Gratier, 1993.)

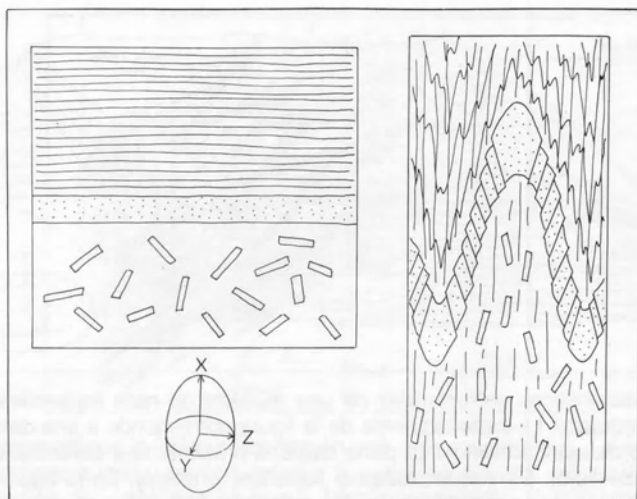
formación continua está regida por la plasticidad *strictu sensu*, caracterizada por una difusión acelerada en estado sólido.

En realidad, la relación espacial entre ejes de esfuerzos y estructuras no está extraída directamente del estudio de la deformación de las rocas. En efecto, esquistosidades y foliaciones se desarrollan, de forma frecuente, en régimen de «cizalla simple» y la deformación no es «coaxial» (v. Nicolas, 1987). Es, pues, más realista tomar en consideración la «deformación finita» de una roca, representada por el «elipsoide de deformación finita». Los ejes X y Z de este elipsoide (figs. 2-3 y 2-4) representan, respectivamente, el alargamiento y el acortamiento máximos registrados por la roca o la unidad geológica.

### Esquistosidad de flujo y esquistosidad de fractura

El campo del metamorfismo corresponde a temperaturas relativamente elevadas ( $> 300^\circ\text{C}$ ). En estas condiciones, la mayor parte de los materiales es susceptible de fluir bajo el efecto de los esfuerzos anisótrópicos, tanto más fácilmente cuanto más inmersos están en las condiciones desencadenantes de reacciones mineralógicas que impliquen reestructuración a escala del cristal (minimización de G). Así pues, en las rocas metamórficas se desarrollan anisotropías planas, llamadas *esquistosidades de flujo* o *foliaciones*. En régimen de cizalla pura, estas superficies son paralelas a los planos axiales de los pliegues contemporáneos de la deformación (fig. 2-3).

En las series heterogéneas, a menudo hay rocas de fuertes contrastes de competencias asociadas. En las condiciones de bajas temperaturas de los grados de metamorfismo débiles, la deformación es heterogénea: se desarrolla una esquistosidad de flujo en los materiales dúctiles (incompetentes), mientras que los niveles más competentes aún están afectos



**Fig. 2-3.** Desarrollo de estructuras planas (esquistosidades y foliaciones) durante la deformación de las rocas metamórficas en régimen de cizalla pura. Orientación de marcadores pasivos (rectángulos) durante el aplanamiento. Desarrollo de la esquistosidad de flujo paralelamente a los planos axiales de los pliegues por flujo de los materiales dúctiles (líneas). Desarrollo de esquistosidad de fractura en los materiales más competentes (punteado). La esquistosidad de fractura es oblicua a los planos axiales de los pliegues, pero se aproxima a ellos cuando el aplanamiento aumenta. Además, puesto que los materiales se vuelven incompetentes con el aumento de la temperatura, la esquistosidad de fractura no aparece más que en zonas de grado de metamorfismo relativamente débil X, Y y Z: ejes del elipsoide de deformación finita.

tados por una deformación frágil que determina el desarrollo de una *esquistosidad de fractura*, no penetrativa y oblicua en relación con los planos axiales de los pliegues (fig. 2-3). El aplanamiento generalizado de la serie heterogénea acentúa el desarrollo de la estructura plana. Efectivamente, cuanto más importante es el acortamiento, más se aproximan los planos de esquistosidad de fractura a los planos axiales de los pliegues. Además, los marcadores *pasivos* (que no recrystalizan en el transcurso de la deformación) alargados o aplanados (feldespatos, micas, etc.), repartidos inicialmente de forma aleatoria, adquieren una orientación tanto más neta cuanto más importante es el aplanamiento (fig. 2-3).

## Esquistosidades y lineaciones

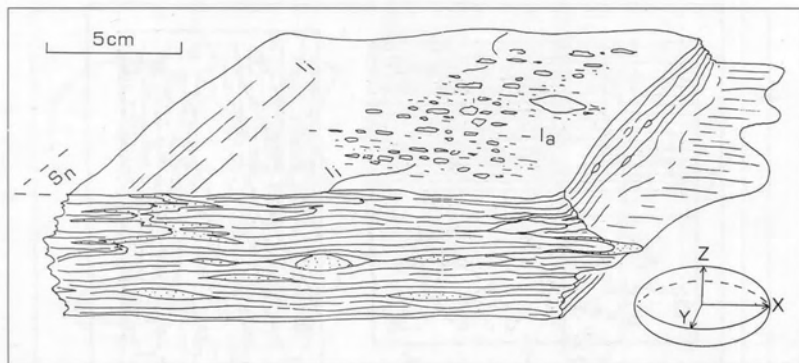
Las lineaciones son estructuras lineales contenidas en los planos de esquistosidad. Existen dos tipos principales: lineaciones de intersección y lineaciones de estiramiento.

### *Lineaciones de intersección*

Corresponden a la traza, sobre el plano de esquistosidad, de una superficie anterior a este plano: estratificación o esquistosidad antigua deformada.

### *Lineaciones de estiramiento*

Corresponden al crecimiento orientado de los cristales durante el desarrollo de la esquistosidad bajo el efecto de los mecanismos de disolución-cristalización y a la deformación de los marcadores pasivos en la dirección de alargamiento.



**Fig. 2-4.** Características estructurales de una muestra de roca metamórfica deformada (*gneis* o *micaesquisto*). La parte izquierda de la figura corresponde a una deformación moderada (campo de aplanamiento). La parte derecha presenta una deformación más acentuada (campo de flujo).  $S_n$ : esquistosidad o superficie principal. En la figura se observan elementos de una superficie preexistente  $S_{(n-1)}$  plegada, así como objetos precinemáticos estirados en amígdalas y asociados con sombras de presión (porfidoclastos). La intersección entre  $S_n$  y  $S_{(n-1)}$  determina una lineación  $l_i$ , paralela a la dirección Y del elipsoide de deformación finita en el dominio del aplanamiento, pero más o menos estirada en la dirección de extensión en el dominio de flujo. La charnela del pliegue intrafoliar que aparece a la derecha de la figura también está deformada por el estiramiento en la dirección de extensión y forma pliegues en vaina. La superficie principal  $S_n$  lleva asociados minerales sincinemáticos que dibujan una lineación de extensión  $l_a$ , paralela a la dirección del alargamiento Z. (Para más detalles, consúltese Mattauer, 1973, y Nicolas, 1988.)

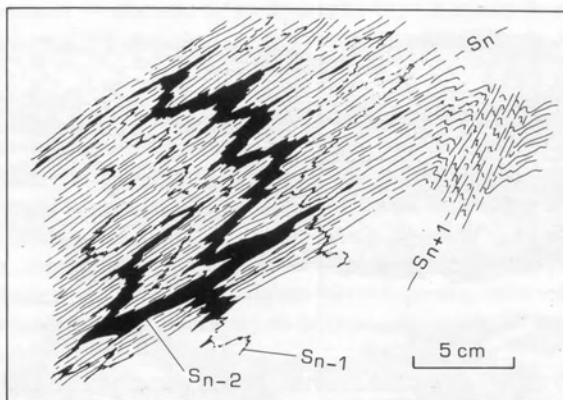
Sobre la base de los elementos precedentes, la figura 2-4 representa, de modo esquemático, las principales estructuras que se pueden observar en las rocas metamórficas.

## ESQUISTOSIDADES, RECRISTALIZACIONES Y CRONOLOGÍA RELATIVA

El desarrollo de esquistosidades en las rocas metamórficas permite elaborar una cronología relativa de las deformaciones. Es raro que la superficie principal observada en una roca metamórfica sea una estratificación ( $S_0$ ). En la mayoría de los casos se trata de una esquistosidad ( $S_n$ ) en la cual, a menudo, se puede demostrar que resulta de deformaciones que han afectado una esquistosidad anterior ( $S_{n-1}$ ). Incluso, la propia esquistosidad principal ( $S_n$ ) a menudo está deformada y afectada por una crenulación acompañada de una esquistosidad tosca e irregular escasamente desarrollada ( $S_{n+1}$ ). La figura 2-5 esquematiza esta superposición de deformaciones.

### Fases pre, sin y poscinemáticas

Se distinguen tres familias de cristales, o de paragénesis, en relación con el desarrollo de una esquistosidad principal: las fases *preesquistosas* (o *precinemáticas*) caracterizan una asociación mineralógica anterior al desarrollo de la esquistosidad tomada como referencia. Las fases *sinesquistosas* se han desarrollado al mismo tiempo que la esquistosidad. Las *postesquistosas* son posteriores a esta superficie (fig. 2-6).



**Fig. 2-5.** Superposición de deformaciones en una roca metamórfica. La superficie principal  $S_n$  se superpone a una superficie anterior  $S_{(n-1)}$  que ya era una esquistosidad que afectaba una superficie  $S_{(n-2)}$  dibujada en negro. Esta superficie  $S_{(n-2)}$  representa posiblemente una estratificación  $S_0$ . Se puede observar la charnela de un pliegue  $P_{(n-1)}$  deformada por  $P_n$ . La superficie  $S_n$ , a su vez, también está deformada por una crenulación  $S_{(n+1)}$  asociada con una esquistosidad rudimentaria. Un observador medio es capaz de distinguir una superposición de cuatro superficies, como ésta en ciertos afloramientos de rocas metamórficas en el Macizo Central francés o en otras partes.

**Ejercicio.** Identificar las diferentes generaciones de pliegues.

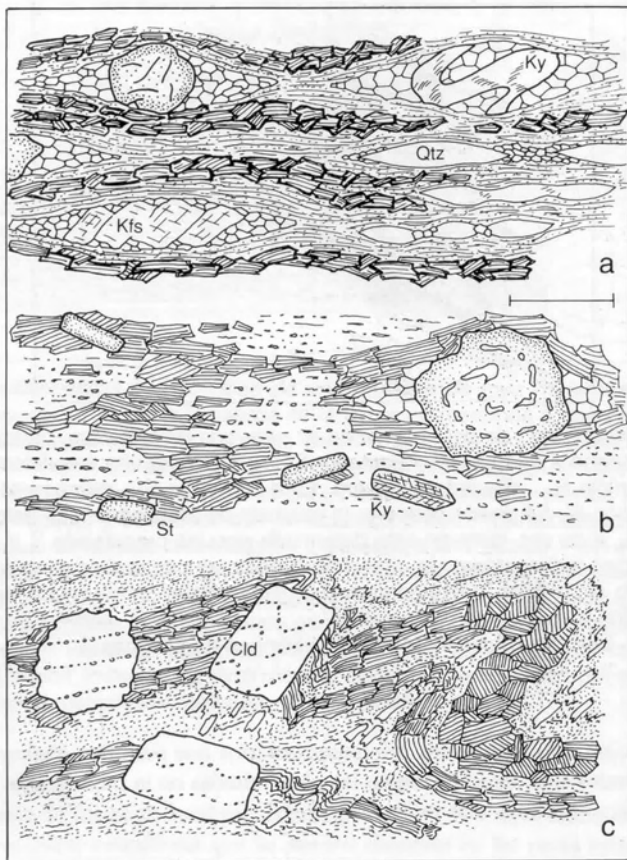
La descripción detallada de los diferentes criterios que permiten distinguir las tres familias de minerales está determinada en las obras citadas en la bibliografía. Sólo recordamos aquí las características más evidentes.

### Fases preesquistosas

Están afectadas por las deformaciones que acompañan al desarrollo de la esquistosidad. Contienen dislocaciones más o menos marcadas (extinciones ondulantes, desarrollo de subgranos y maclas de origen mecánico, torsiones, pliegues, etc.; fig. 2-6 a). En general han experimentado una recristalización parcial más o menos acentuada según la intensidad de la deformación. También han determinado la formación de zonas abrigadas que no han experimentado el aplanamiento general de la roca. En estas zonas de *sombra de presión* tienen lugar recristalizaciones sinequistosas no orientadas. Cuando estas fases preesquistosas deformadas son de tamaño relativamente grande se denominan *clastos* o *porfidoclastos*.

### Fases sinesquistosas

Su crecimiento está controlado por el desarrollo de la esquistosidad. Estas fases, por lo tanto, se orientan por lo general paralelas al plano de esquistosidad (particularmente cuando se trata de minerales aplanados como las micas) y, a veces, paralelamente a la dirección de estiramiento, dibujando así una lineación. Los minerales sinesquistosos no están deformados por los pliegues sinesquistosos dando, a menudo, la impresión de que «cortan» sus charnelas. Los granates tienen un modo de crecimiento sincinemático bastante espectacular: a menudo presentan formas helicíticas (fig. 2-6 b) que son el resultado de una



**Fig. 2-6.** Los diferentes tipos de paragénesis en relación con el desarrollo de la esquistosidad. *a)* Paragénesis precinémáticas: obsérvese la deformación de los cristales (distena —Ky— y feldespato —Kfs—), el estrangulamiento (*boudinage*) de las amígdalas de cuarzo (Qtz) y las zonas de sombra de presión determinadas por los elementos preesquistosos que se resisten al aplanamiento de la roca. *b)* Paragénesis sincinémáticas: obsérvese la independencia de las biotitas con las charnelas de los pliegues dibujados a la izquierda de la figura; el control ejercido por la esquistosidad en la orientación de los cristales de estauroлита (St) y de la distena (Ky) sin desarrollo de sombras de presión. Obsérvese, también, la estructura helicítica del granate. *c)* Paragénesis poscinémáticas: obsérvese la superposición de cristales a las estructuras anteriores. Uno de los porfidoblastos de cloritoide (Cld) y las pajuelas de mica se han desarrollado en el plano axial de la crenulación. Su cristalización ha estado controlada por esta deformación. Obsérvese que la biotita anterior al desarrollo de la crenulación ha recrystalizado de forma posdinámica en la charnela de la derecha del dibujo: es el fenómeno conocido como «restauración poligonal». Escala: de 0,5 mm a 1 cm. (Para más detalles, consúltese Bard, 1980, y Nicolas, 1988.)



rotación de los cristales en el curso de su desarrollo bajo el efecto de cizallamientos provocados por la deformación, aunque esta interpretación está sometida a controversia.

### *Fases poscinemáticas*

Se desarrollan independientemente de los esfuerzos relacionados con la formación de la esquistosidad. A menudo presentan un crecimiento porfidoblástico típico de las fases de recocido, que da lugar a cristales de gran tamaño en relación con los demás elementos de la roca (*porfidoblastos*). Sus formas se superponen a las estructuras anteriores (esquistosidad, pliegues o crenulaciones) de las que es posible observar los «palimpsestos» en el interior de los cristales (fig. 2-6 b). Cuando son birrefringentes, estos minerales se caracterizan por una extinción neta en contraste con la extinción ondulante de los porfidoclastos.

### **Evolución de las condiciones del metamorfismo a lo largo del tiempo: las trayectorias P,T,t**

En ciertos casos favorables, las condiciones de estabilidad P y T de las paragénesis sucesivas pre-, sin- y luego postesquistosas, pueden ser evaluadas para una roca o una familia de rocas metamórficas (v. cap. 3). Las eventuales variaciones de estas condiciones en relación con el desarrollo de la esquistosidad, es decir, su variación a lo largo del tiempo, se ponen de manifiesto en los diagramas P,T que expresan, más o menos fielmente, el juego de los procesos geodinámicos que acompañan (o que son responsables de) las recrystalizaciones metamórficas. Esta representación de la evolución de la presión y de la temperatura con el paso del tiempo se denomina «trayectoria P,T,t» recorrido por la muestra o la serie metamórfica.

### **Metamorfismo polifásico y polimetamorfismo**

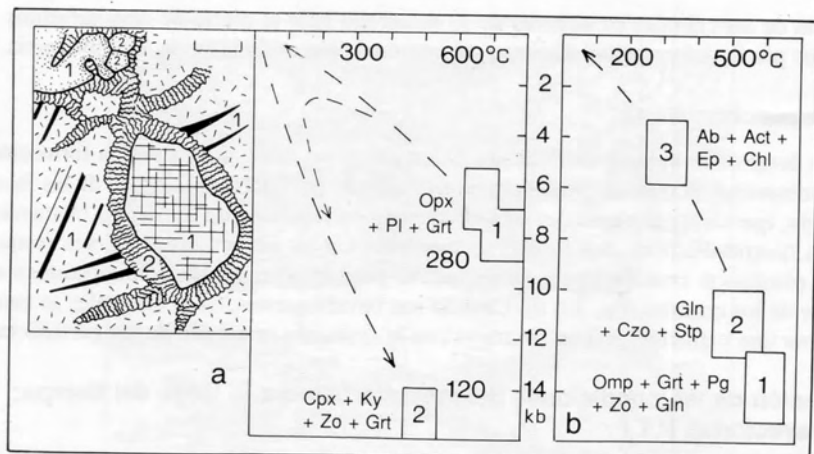
Un aspecto importante consiste en determinar si las paragénesis aparentemente más antiguas de una roca metamórfica (paragénesis precinemáticas) se han desarrollado a lo largo del mismo acontecimiento geológico que las paragénesis ulteriores (sin y luego poscinemáticas) o si, por el contrario, corresponden a un episodio tectonometamórfico más antiguo. Estos dos casos opuestos corresponden respectivamente a *metamorfismo polifásico* y a *polimetamorfismo*.

#### *Polimetamorfismo*

El desarrollo de nuevas esquistosidades y nuevas asociaciones mineralógicas en una roca metamórfica a menudo deja subsistir relictos deformados de las paragénesis antiguas. En estos casos hay superposición de los efectos de dos acontecimientos separados en el tiempo, es decir, polimetamorfismo. Un ejemplo claro de polimetamorfismo se observa en ciertas unidades de los Alpes centrales (Sesia-Lanzo, fig. 2-7 a) donde se superponen recrystalizaciones de edad eoalpina (120 Ma) a asociaciones de edad hercínica (280 Ma). Las paragénesis antiguas y nuevas que coexisten corresponden a condiciones de cristalización muy diferentes. Las primeras subsisten aún en las zonas menos deformadas (baja energía de dislocación) puesto que las recrystalizaciones alpinas se producen a bajas temperaturas bajo las cuales la cinética de las reacciones es muy lenta.

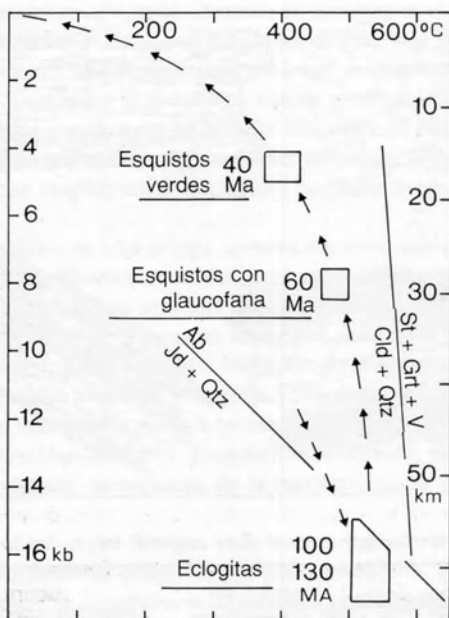
#### *Metamorfismo polifásico*

En este caso, la sucesión de recrystalizaciones corresponde al desarrollo de un solo acontecimiento tectonometamórfico. El ejemplo presentado se localiza también en la



**Fig. 2-7.** Polimetamorfismo y metamorfismo polifásico. a) Ejemplo de polimetamorfismo: granulita hercínica (280 Ma) de la zona de Sesia-Lanzo (Alpes centrales) que presenta una asociación inicial (1) de ortopiroxeno (con trazas internas de su exfoliación), plagioclasa (maclada) y granate (punteado). Esta asociación ha recristalizado durante la fase eoalpina (120 Ma). Cristales finos de distena y zoisita (tracitos) se han desarrollado dentro de la plagioclasa (1). El granate (1) ha recristalizado parcialmente en granate (2), cuya composición es diferente (es más rico en Ca y Mn). Una asociación simplectítica que contiene clinopiroxeno, distena y zoisita (rayado ondulado) se ha desarrollado entre los cristales de la paragénesis (1). Escala: 0,2 mm. Esta evolución corresponde a condiciones de cristalización muy distintas. Se debe al arrastre de unidades corticales pertenecientes al margen austroalpino por la subducción eoalpina (v. parte II). (De Lardeaux y Spalla, 1991). b) Evolución metamórfica de un micaesquisto eclogítico de la zona de Sesia-Lanzo. La paragénesis primaria con omfacita y granate (rectángulo 1) corresponde al pico del metamorfismo y ha recristalizado en condiciones menos severas (rectángulo 2), antes de transformarse parcialmente en una asociación de baja presión (rectángulo 3). Esta evolución corresponde a una subducción rápida de las unidades de la corteza oceánica alpina, seguida del ascenso hacia la superficie durante la colisión (v. parte II). (De Pognante, 1991.) Opx: ortopiroxeno; Pl: plagioclasa; Grt: granate; Cpx: clinopiroxeno; Ky: distena; Zo: zoisita; Omp: omfacita (clinopiroxeno rico en jadeíta); Pg: paragonita (mica blanca sódica); Gln: glaucofana (anfíbol sódico); Czo: clinozoisita; Stp: estilpnomelana; Ab: albita; Act: actinolita; Ep: epidota y Chl: clorita. Temperatura en °C.

zona de Sesia-Lanzo (Alpes centrales; fig. 2-7 b). Las distintas paragénesis cuya sucesión se observa en relación con el desarrollo de una o varias esquistosidades, o también por un zonado más o menos continuo de los cristales, caracterizan aquí la evolución de las condiciones P,T durante el metamorfismo. Se sitúan en una variación continua que resulta de la sucesión de los mecanismos térmicos convectivos y conductivos ligados al metamorfismo (v. la segunda parte). Las rocas pasan así por varias facies metamórficas (v. cap. 3) durante su evolución y el metamorfismo *polifásico* que las caracteriza también se califica como metamorfismo *plurifacial*. A veces es posible datar por separado las paragénesis sucesivas por los métodos de la geocronología isotópica puntual. Entonces, la evolución mineralógica se reubica en un cuadro cronológico relativamente preciso (figura 2-8).



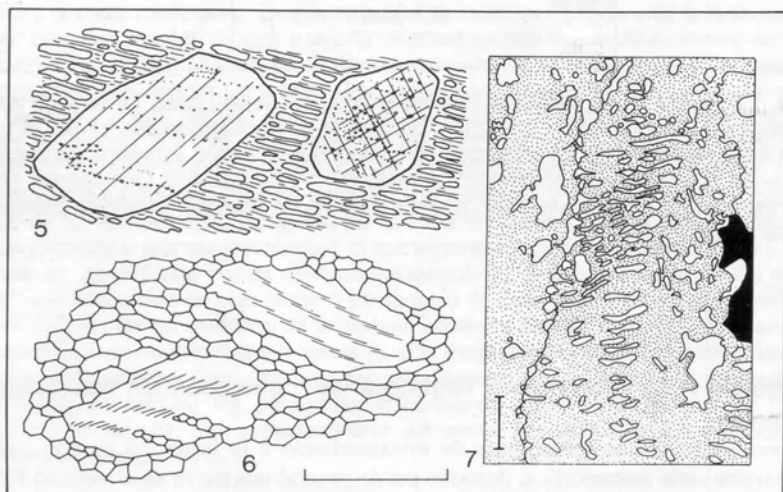
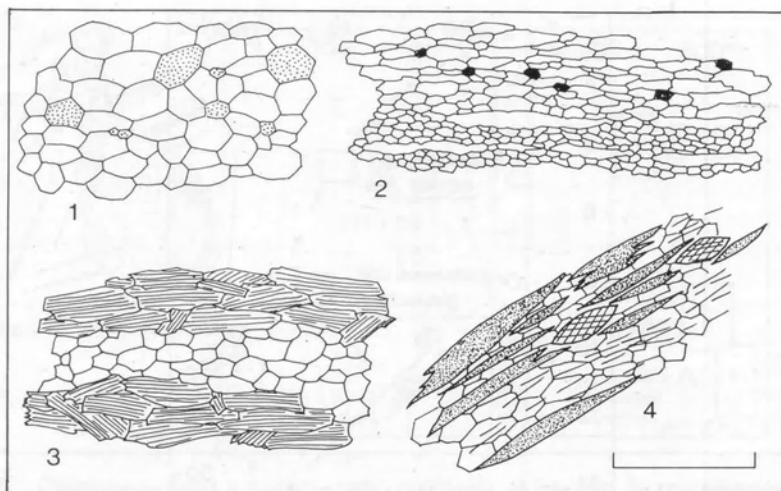
**Fig. 2-8.** Edad de las recrystalizaciones en la zona de Sesia-Lanzo. La fase de alta presión (eclogitas: clinopiroxeno + granate) está datada en el cretácico inferior por el método Rb-Sr. Las paragénesis de los esquistos con glaucofana y de los esquistos verdes se han datado en el paleoceno y el eoceno por el método K-Ar. Jd: jadeíta; Qtz: cuarzo; Ab: albita; Cld: cloritoide; St: estauroлита; Grt: granate y V: vapor. Flechas: evolución polifásica alpina. (De Rubie, 1984.)

### Trayectorias P,T,t «horarias» y «antihorarias»: una cuestión convencional

La evolución de las condiciones de metamorfismo a lo largo del tiempo, para una muestra o una serie metamórfica, describe por lo general una curva en el espacio P,T, curva cuya forma puede tener un significado geodinámico interesante. Numerosos autores distinguen así las evoluciones «horarias» de los comportamientos «antihorarios». Esta distinción sólo tiene sentido si el eje de las presiones, generalmente en ordenadas, se representa del mismo modo: valores crecientes de las presiones hacia la parte superior de la figura. En este compendio se ha escogido representar cierto número de diagramas de forma diferente: con las presiones creciendo con la profundidad; es decir, hacia abajo. El significado de los términos horario y antihorario, en este caso, es el contrario. Para evitar confusiones, estos términos no se usarán de aquí en adelante.

## TEXTURAS Y NOMENCLATURA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS

Los datos que preceden proporcionan las bases de una sistemática de las rocas metamórficas.



**Fig. 2-9.** Principales texturas de rocas metamórficas. Escalas del 1 al 6: entre 1 mm y 1 cm. 1) Textura granoblástica: corneana, granofels o mármol. 2) Textura granoblástica orientada blastomilonítica (gneis y leptinita). 3) Textura granolepidoblástica (gneis y micaesquisto). 4) Textura granolepidoblástica (anfibilita). 5) Textura porfidoblástica. 6) Textura porfidoclástica. 7) Textura simplectítica. (De Joanny, 1991.)

### Principales texturas de las rocas metamórficas

El desarrollo de las texturas (fig. 2-9) está controlado por el régimen de esfuerzos y por la naturaleza de los minerales de las rocas, es decir, por su composición química.

Las texturas *granoblásticas* caracterizan las rocas esencialmente constituidas por minerales cuyas formas son relativamente regulares (cuarzo, feldespatos, granate, cordierita, piroxenos, olivino, carbonatos, etc.). Cuando los esfuerzos son isótopos o débilmente ani-

sótopos durante la recristalización, estas texturas se aproximan al ordenamiento ideal correspondiente a la minimización de la energía de superficie, con bordes de granos a  $120^\circ$ . Los esfuerzos más netamente anisótopos determinan el crecimiento preferente de los granos paralelamente a la foliación y la textura se vuelve *granoblástica orientada*, quedando la orientación determinada por la traza de la foliación sobre el plano de observación. Una deformación muy acentuada (fuerte anisotropía del esfuerzo) lleva a texturas *blastomiloníticas* caracterizadas por neoblastos de talla muy pequeña entre los cuales se dispersan los porfidoclastos.

Las texturas *lepidoblásticas* (del griego *lepidos*, escama) son características de las rocas muy ricas en minerales filitosos (cloritas y micas de hábito aplanado) dispuestos paralelamente a la esquistosidad. Las texturas *nematoblásticas* (del griego *nematos*, aguja) son características de las rocas muy ricas en minerales aciculares (anfíboles y sillimanita) cuya orientación determina, a menudo, una lineación de alargamiento.

La asociación de niveles ricos en minerales filitosos o aciculares y niveles ricos en cuarzo y feldespatos en una misma roca, a escala centimétrica, determina la existencia de texturas mixtas: *granolepidoblásticas* y *granonematoblásticas*, extremadamente frecuentes en las series metamórficas procedentes de la recristalización de las pelitas y las grauwacas.

El término *porfidoblástico* (*a*) designa toda textura caracterizada por el desarrollo de grandes cristales (*porfidoblastos*) generalmente poscinemáticos. El término *porfidoclástico* (*a*) se utiliza para describir la presencia de cristales precinemáticos deformados de gran diámetro (*porfidoclastos*).

Finalmente, la textura *simplectítica* está caracterizada por la abundancia de estructuras reaccionales en las cuales los cristales neoformados han quedado en forma vermicular de elementos muy finos entrelazados unos en los otros (*simplectitas*). Este tipo de textura es el resultado de la evolución de la *coronización* de los minerales reaccionales, es decir, de su transformación parcial, en corona, en respuesta a una inestabilidad. La evolución simplectítica, o la coronización, caracteriza evoluciones termobáricas rápidas en el curso de las cuales las asociaciones no alcanzan el equilibrio. Las temperaturas son demasiado bajas al fin de la evolución para que se alcance la minimización de la energía de superficie y el recocido de las simplectitas.

## Nomenclatura de las rocas metamórficas

Como se ha comentado al principio del capítulo, no se puede hablar de clasificación. La nomenclatura de las rocas metamórficas es esencialmente descriptiva y entra en el cuadro de los usos más o menos ampliamente adoptados. Presenta cierto número de sinónimos pudiendo emplearse unos u otros según los caracteres de la roca que parece deseable destacar. Es posible enfocarla desde tres puntos de vista diferentes: naturaleza del protolito, estructura o composición mineralógica de las rocas.

### Naturaleza del protolito

Si la roca inicial (protolito) es todavía claramente reconocible, es cómodo añadirle el prefijo *meta*: *metabasalto*, *metagranito*, *metapelita* o *metachert* son algunos ejemplos de denominaciones de amplio uso. En el caso de que el protolito no esté bien identificado, pero su origen —ígneo o sedimentario— se reconozca bien, se utilizan con frecuencia los prefijos *orto* o *para*. Así, un *ortogneis* es un granito metamorfozado, mientras que un *paragneis* es una *metapelita* o una *metagrauwaca*.

## Estructura de las rocas

La nomenclatura en este punto se basa, principalmente, en la ausencia o la presencia de esquistosidad.

### Rocas no esquistosas

Generalmente están caracterizadas por texturas granoblásticas isótropas. Son *corneanas* o *granofels*, atendiendo al tamaño medio del grano (inferior o superior a una décima de milímetro, respectivamente). Estos términos no se aplican a las rocas carbonatadas.

### Rocas esquistosas

Son *esquistos* cuando los planos de esquistosidad están relativamente apretados (espesor de roca entre planos de esquistosidad del orden del milímetro). Son *gneis* cuando el espaciado es del orden del centímetro. En realidad, el uso corriente en lengua española, igual que en francés, se reserva el término de gneis para rocas granolepidoblásticas que presentan alternancia a escala centimétrica de bandas cuarzofeldespáticas y micáceas, estando estas últimas extremadamente reducidas o ausentes en los ortogneises. El término *micaesquisto* designa los esquistos micáceos con biotita y moscovita. En contra de un uso abusivo, no existe ninguna razón para admitir, *a priori*, que un gneis corresponde a un grado de metamorfismo más elevado que el que caracteriza a un micaesquisto y es preciso conservar el sentido estrictamente descriptivo de estos términos. Una categoría bastante popular en esquistos es la de *esquistos moteados*. Estas rocas, generalmente asociadas con el metamorfismo de contacto (v. parte II), están caracterizadas por la presencia de porfidoclastos de cordierita y andalucita, alterados a productos filitosos (moscovita + clorita) dispersos en una matriz fina, granoblástica orientada.

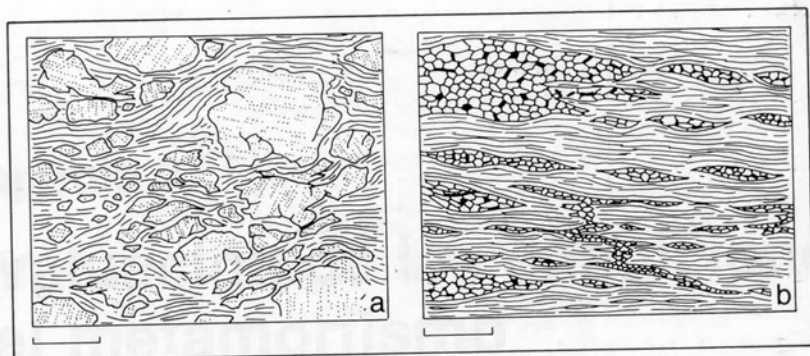
Esta nomenclatura, establecida sobre la base de la estructura, concierne esencialmente a las metapelitas, las metagrauwacas y los metagranitoides. Sin embargo, el término esquisto se aplica igualmente a ciertas metabasitas: *esquistos verdes* (esquistos con epidota + clorita), *esquistos con glaucófana*, etc.

Ciertos elementos texturales permiten completar esta nomenclatura mediante la intervención de caracteres destacables de las rocas. El caso más típico es el de los gneises *ocelares*. Estas rocas contienen elementos feldespáticos y cuarzofeldespáticos de gran talla dispersos en una matriz granolepidoblástica orientada de grano mucho más fino. En numerosos casos, los ojos de los gneises ocelares son elementos precinemáticos (fig. 2-10). Estos «ojos» son:

1. Porfidoclastos de feldespato potásico o plagioclasa que derivan de antiguos fenocristales de granitoides. En este caso, la estructura ocelada demuestra el carácter *ortoderivado* del gneis.
2. Amígdalas cuarzofeldespáticas, más o menos estiradas, que proceden del estrangulamiento (*boudinage*) sincinemático de filoncillos graníticos antiguamente incluidos en una metapelita migmatizada. En este caso, los gneises ocelares son *paraderivados*.

## Composición mineralógica de las rocas

La naturaleza de las asociaciones mineralógicas permite precisar *ad libitum* la descripción de las rocas metamórficas (*corneanas con epidota*, *micaesquistos con estauroлита y distena*, *gneis con sillimanita y granate*, etc.). También interviene con carácter fun-



**Fig. 2-10.** *Textura de los gneises ocelares.* a) Los «ojos» están constituidos por monocristales precinemáticos de feldespato potásico y plagioclasa, más o menos deformados y fragmentados. Escala: 3 cm. Esta textura porfidoclastica se ha originado por la deformación y el metamorfismo de granitos porfíricos. La roca es un ortogneis ocelar. Gneis del Canigó, Pirineos orientales. (De Guitard, 1970.) b) Los «ojos» están constituidos por una asociación granoblástica cuarzofeldespática que lleva un poco de biotita. Escala: 5 cm. Los ocelos proceden del estrangulamiento (*boudinage*) sincinemático ( $\zeta$  sin o tardimigmatítico?) de filoncillos graníticos inyectados en una metapelita durante una fase de migmatización. Se trata de un paragneis ocelar. Gneis de Port-Navalo, Loire Atlantique. (De Johannes, 1988.)

damental en la nomenclatura usual concerniente a las metabasitas y, de un modo más general, en la del conjunto de las rocas metamórficas ricas en Ca.

Los términos *anfíbolita* y *piroxenita* se definen por sí mismos, así como sus equivalentes más restringidos: *glaucofanita*, *diopsidita*, etc. *Biotitita*, *albitita* y *epidotita* igualmente se emplean de manera más o menos sistemática. A cada uno de estos términos se les añade, a menudo, cierta precisión mencionando otro mineral importante de la paragénesis (*anfíbolita con epidota*, *piroxenita con granate*, etc.).

Las eclogitas son piroxenitas con granate obligatoriamente desprovistas de plagioclasa: carácter negativo, pero esencial, para la definición de estas rocas. Se acostumbra a considerar que el clinopiroxeno de las eclogitas (la omfacita) debe ser relativamente rico en *jadeíta* ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ), pero esta costumbre no se respeta siempre.

Las rocas carbonatadas (con calcita y dolomita) metamórficas son *mármoles* cuando la esquistosidad está poco o nada marcada. En caso contrario, se utiliza el término de *calcoesquistos*. Los mármoles y los calcoesquistos casi siempre son *metacalizas*, ya que la probabilidad de existencia de *metacarbonatitas* es, en extremo, reducida. Señalemos que la denominación mármol tiene una acepción mucho más general en el ámbito de las rocas industriales y así se usa para designar cualquier roca susceptible de admitir un pulido suficiente para que se pueda utilizar esta roca como ornamental. La mayoría de los mármoles industriales y comercializados suelen ser granitoides, anortositas y serpentinas.

Entre los distintos términos presentados en este apartado, algunos no sólo se emplean para caracterizar petrográficamente ciertos tipos de rocas (esquistos verdes, anfíbolitas o eclogitas), sino también para definir las condiciones del metamorfismo (v. cap. 3). Las ambigüedades resultantes de este doble uso se destacarán más adelante.