

**Ciências
ULisboa** Faculdade
de Ciências
da Universidade
de Lisboa

Departamento de Geologia

PETROLOGIA METAMÓRFICA

Textos de apoio

Teresa Palácios

2007

METAMORFISMO E ROCHAS METAMÓRFICAS

M. Best, 2002 - Igneous and metamorphic petrology. *Blackwell*.

1. O metamorfismo consiste na transformação no estado sólido de materiais preexistentes causada por variações significativas nas variáveis intensivas P (pressão), T (temperatura), X (composição química), e no estado de tensão; como resultado, o sistema tende para um novo estado de equilíbrio mais estável. Pequenas quantidades de fluidos aquosos e/ou carbónicos estão presentes com frequência durante o metamorfismo. O metamorfismo ocorre a pressões e temperaturas mais elevadas do que os processos sedimentares e inferiores às do magmatismo. A adaptação às novas condições P-T-X manifesta-se pela substituição da rocha original por paragénese e texturas mais estáveis, com frequência caracterizadas pelo arranjo sub-paralelo de cristais alongados.

2. A identidade do protólito de um corpo metamórfico é preservada em: (1) texturas relíquia (sedimentares, ígneas ou mesmo metamórficas) que se encontram melhor conservadas em rochas afectadas por metamorfismo de baixo grau; e (2) composição química, estimada através da composição mineralógica; a correlação composicional com o protólito assume que o metamorfismo foi essencialmente isoquímico.

3. As texturas das rochas e as relações de campo dos corpos metamórficos, reflectem os processos que conduziram à transformação de um determinado sistema através de fluxos de matéria e/ou energia. Os processos metamórficos podem ser classificados em função do factor dominante (P, T, X ou estado de tensão).

O metamorfismo de alta pressão favorece o crescimento de minerais densos. O metamorfismo térmico (ou de contacto) origina novos minerais e texturas. O metassomatismo envolve mudanças importantes na composição química da rocha devido ao transporte de matéria pelos fluidos em movimento; originam-se assim também novos minerais e texturas. O metassomatismo pode ter lugar por substituição sem acréscimo volumétrico. As pressões não hidrostáticas das cadeias orogénicas originam texturas anisótropas, orientadas, devido ao alinhamento de cristais não isométricos.

As relações de campo dos corpos metamórficos fornecem informações sobre o tipo de metamorfismo. O metamorfismo de contacto ocorre nas auréolas envolventes das intrusões magmáticas, também fontes de fluidos hidrotermais e de energia geotérmica. O metamorfismo regional estende-se por vastas áreas nas partes mais profundas das zonas de subducção orogénicas dos bordos convergentes das placas litosféricas onde ocorrem complexos fluxos de matéria e energia; podem repetir-se episodicamente eventos térmicos e/ou deformacionais mais ou menos síncronos e causar poli-metamorfismo. O metamorfismo hidrotermal, sub-oceânico, acontece em locais próximos dos riftes médios oceânicos onde a água do mar reage penetrativamente com os basaltos submarinos quentes, jovens e intensamente fracturados. O metamorfismo de afundamento pode ser considerado como sendo uma extensão, em profundidade, da diagénese, devido ao aumento da pressão e da temperatura. O metamorfismo dinâmico é resultante do efeito da pressão, por exemplo em falhas, originando milonitos em profundidade (cisalhamento, deformação dúctil) ou brechas de falha em zonas mais superficiais (rotura, deformação frágil). O metamorfismo de impacto é produzido pelo impacto de meteoritos.

4. A diversidade composicional das rochas metamórficas reflecte a diversidade composicional dos protólitos bem como as transformações metassomáticas destes. A composição mineralógica de uma rocha metamórfica reflecte a sua composição química.

5. A nomenclatura das rochas metamórficas pode basear-se em critérios diversos, entre os quais:

- textura: (1) rochas fortemente foliadas (partem com facilidade segundo a foliação, devida à abundância de micas ou outros filo-silicatos com orientação planar: xisto, filito), (2) rochas fracamente foliadas (anfíbolito, milonito), (3) rochas não foliadas a fracamente foliadas (corneana, serpentinito, mármore);
- composição química/mineralógica (anfíbolito, quartzito);
- condições inferidas de P-T (eclogito, xisto verde);
- natureza do protólito (os prefixos orto- e para-, utilizam-se quando o protólito é magmático ou sedimentar; exemplo: orto-quartzito; para-gnaiss) ou sobrevivência das características originais do mesmo (meta-basalto; meta-grauvaque).

6. A composição mineralógica de uma rocha metamórfica em condições de equilíbrio depende exclusivamente de P-T-X do sistema em questão. Para rochas com uma determinada composição química, variações na composição mineralógica reflectem variações em P e/ou T. Dado que as reacções metamórficas progressivas libertam voláteis (H_2O e CO_2), as rochas resultantes de metamorfismo de alto grau contêm menos carbonatos e minerais hidratados.

Uma zona metamórfica é uma área cartografável de rochas que apresentam grau de metamorfismo similar. Uma isógrada é uma linha num mapa geológico que marca o início da presença de um determinado mineral segundo o qual pode ser designada uma determinada zona. As zonas metamórficas reflectem essencialmente os gradientes P, T, X (de voláteis) durante o metamorfismo. Uma fácies metamórfica é o conjunto rochas metamórficas de qualquer composição formadas num intervalo restrito de P-T; uma rocha metamórfica pode ser enquadrada numa determinada fácies tendo em conta a presença de determinadas associações mineralógicas características das diferentes fácies.

7. Os aspectos geométricos e cronológicos da textura são essenciais na descrição e na classificação das rochas metamórficas. A geometria das texturas metamórficas reflecte a natureza do campo de tensões durante o metamorfismo. As texturas metamórficas isotrópicas formam-se em condições de pressão hidrostática, enquanto que as anisótropas se desenvolvem sob condições de pressões orientadas. O padrão do campo de tensões condiciona o padrão geométrico resultante: isotrópico, planar, linear, plano-linear.

A composição mineralógica de um corpo metamórfico também influencia a textura na medida em que os minerais apresentam formas geométricas preferenciais.

8. Foliação: série penetrativa de planos subparalelos; pode ser regular ou irregular, plana ou dobrada; a estratificação relíquia dos meta-sedimentos (S_0), a clivagem xistenta das ardósias, a xistosidade dos xistos e o bandado composicional dos gnaisses são diferentes tipos de foliação.

Lineação: série penetrativa de linhas subparalelas.

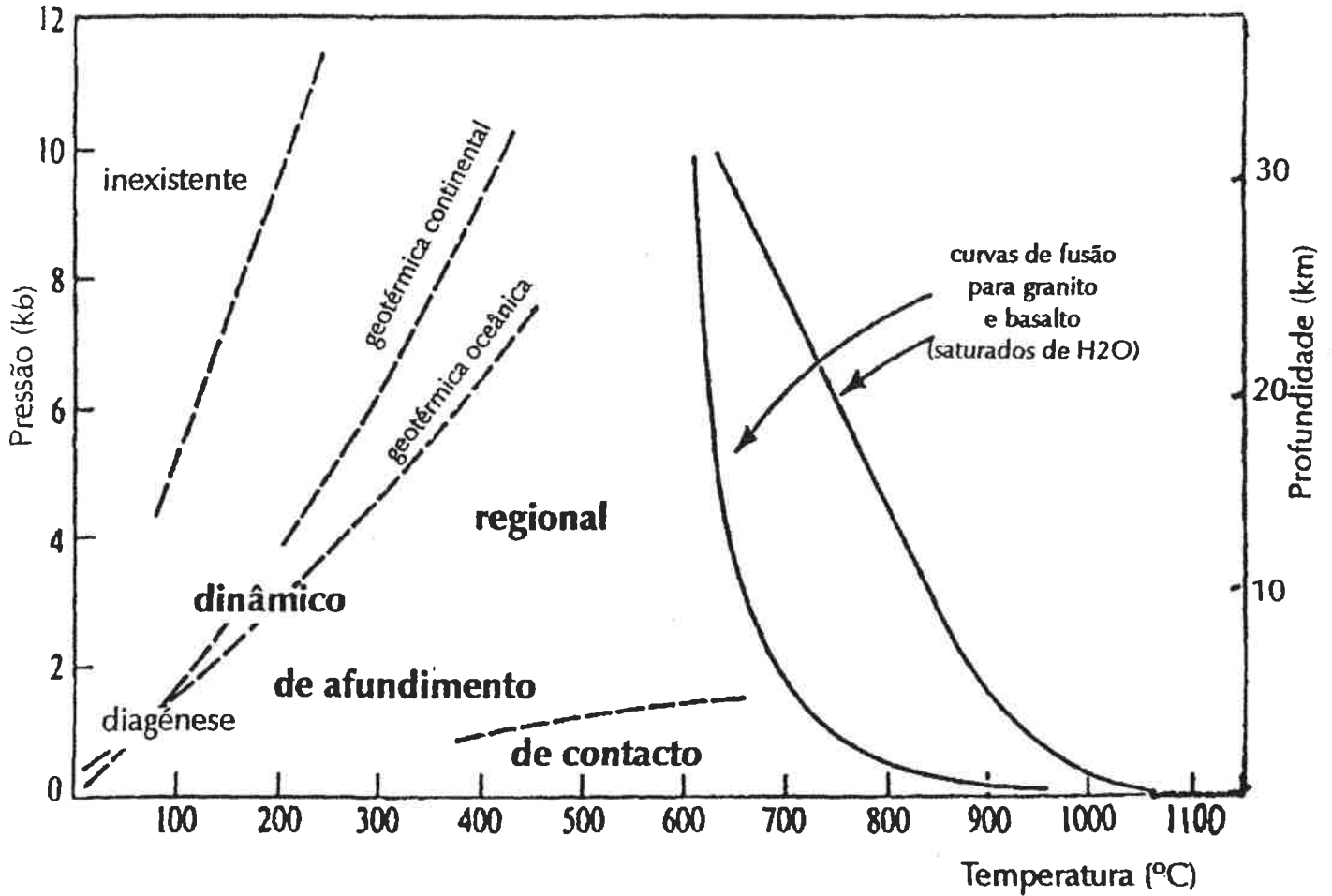
Xistosidade: foliação devida ao arranjo subparalelo de filo-silicatos com granularidade superior a 0,1 mm.

Clivagem xistenta: foliação devida ao arranjo subparalelo de filo-silicatos com granularidade inferior a 0,1 mm.

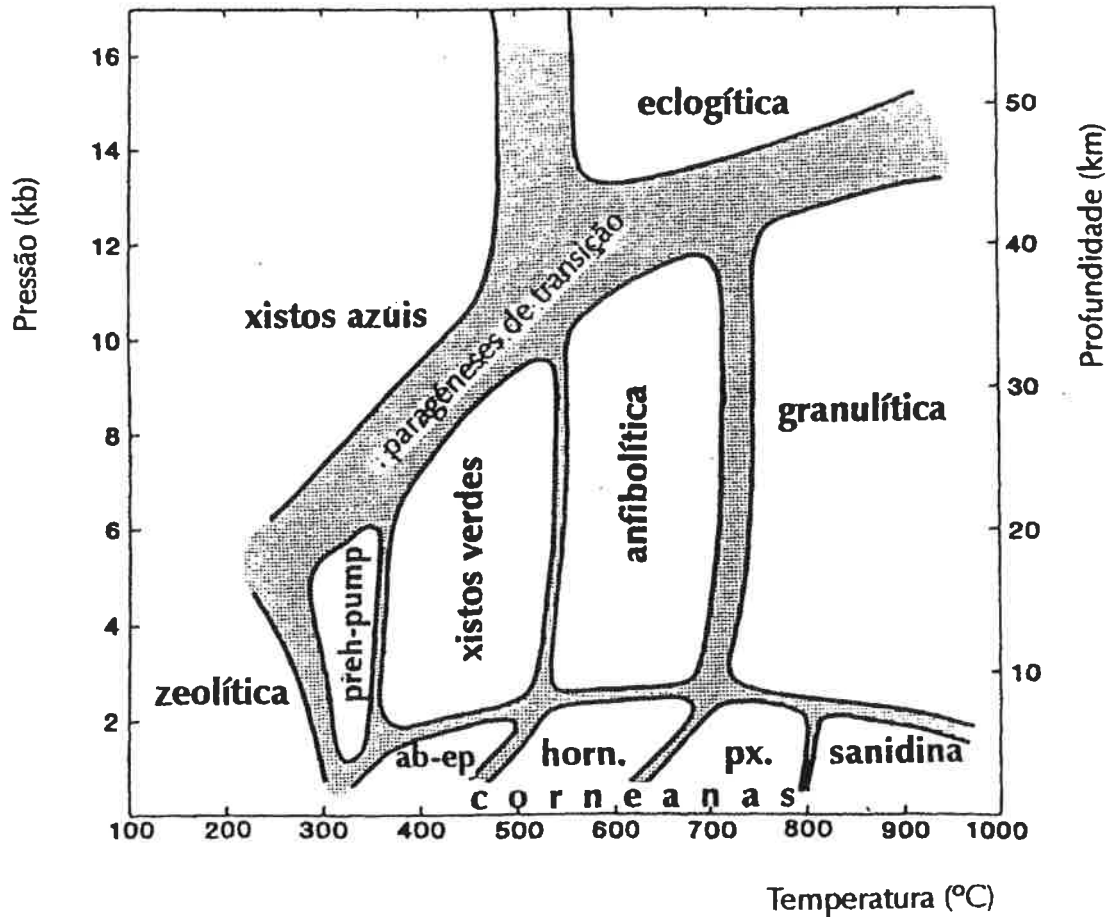
Blasto-: prefixo para referir uma textura relíquia (ex. blasto-porfírica). -blástico(a) sufixo para indicar cristalização no estado sólido durante o metamorfismo (ex. textura granoblástica).

9. O estudo dos corpos metamórficos é especialmente importante na interpretação da evolução continental por episódios sucessivos de deformação e aquecimento relacionados com a dinâmica das placas litosféricas.

Tipos de metamorfismo



Fácies metamórficas



4. ROCHAS METAMÓRFICAS

As rochas estudadas nos capítulos anteriores originam-se por processos diversos, em equilíbrio com as condições de pressão e temperatura existentes durante a sua formação. Quaisquer destas rochas, independentemente da sua origem e composição podem ser submetidas a novas condições ambientais [em particular de pressão (P) e/ou temperatura (T)] diferentes daquelas em que se formaram. Como consequência, pode ocorrer uma série de reacções entre minerais, mudanças na estrutura cristalina, etc., que culminam na formação de um novo agregado mineral em equilíbrio com as novas condições ambientais. A transformação implica o aparecimento de uma rocha diferente da inicial na qual houve uma mudança de "forma" ou de distribuição da matéria mantendo-se contudo a mesma composição química do sistema. Este processo é designado metamorfismo e as rochas dele resultantes rochas metamórficas.

As reacções mineralógicas, recristalizações, inversões estruturais, etc., que têm lugar durante o metamorfismo, processam-se num estado essencialmente sólido, podendo também estar presente uma fase fluida intergranular. Esta característica peculiar do metamorfismo implica o aparecimento de texturas próprias que permitem distinguir, na maior parte dos casos, as rochas metamórficas das restantes (magmáticas, sedimentares).

Através do estudo petrográfico das rochas metamórficas, podem-se conhecer em muitos casos a natureza do processo metamórfico e a magnitude das variáveis envolvidas (P, T, P_{H_2O} , composição química, etc.). Isto é possível graças à existência de associações mineralógicas (paragéneses) características de um determinado intervalo de condições metamórficas. Do mesmo modo é possível conhecer as relações existentes entre os processos de deformação e de cristalização metamórfica através da análise das relações texturais. Contudo, apesar do inestimável valor dos dados adquiridos através do estudo petrográfico, quando se pretende determinar com precisão a magnitude das variáveis envolvidas no processo, torna-se necessário recorrer a outras técnicas de estudo a fim de conhecer com rigor a composição química exacta de determinados minerais (que funcionam como geotermómetros e geobarómetros).

Estudam-se a seguir as rochas metamórficas de um ponto de vista exclusivamente petrográfico sem entrar em considerações de índole teórica. Abordam-se os aspectos petrográficos mais significativos tais como textura, microestrutura, composição mineralógica, classificação, nomenclatura, relação blastese (crescimento de cristais)/deformação.

4.1 Textura

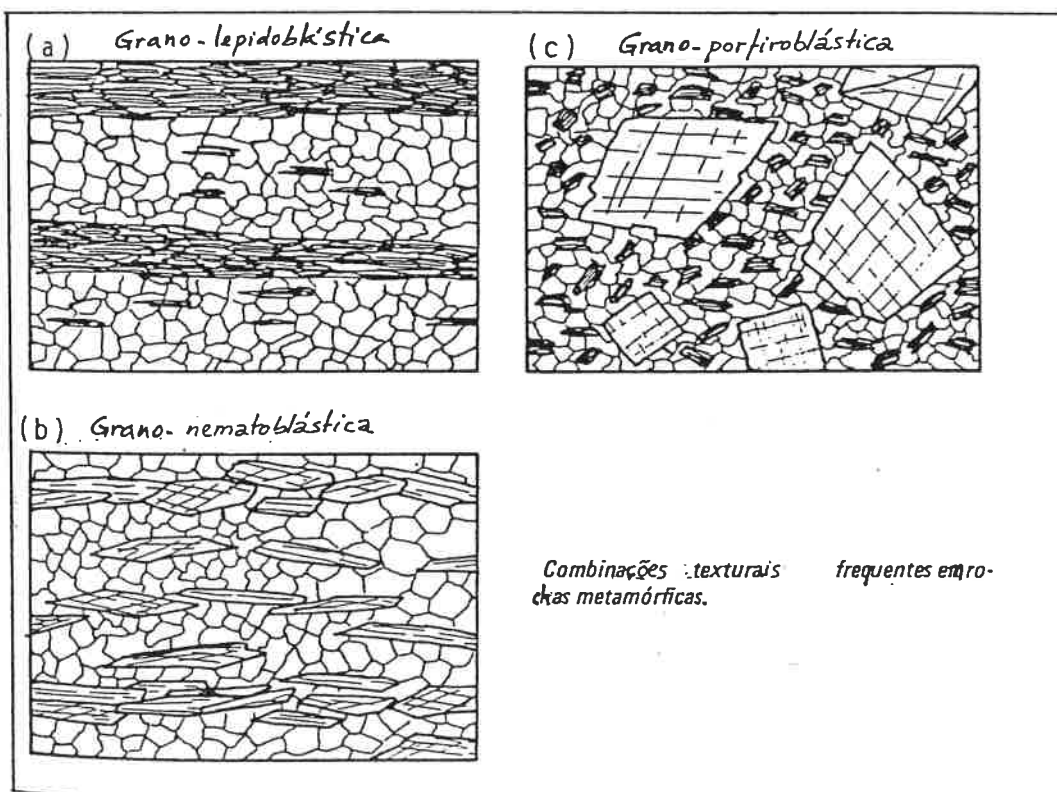
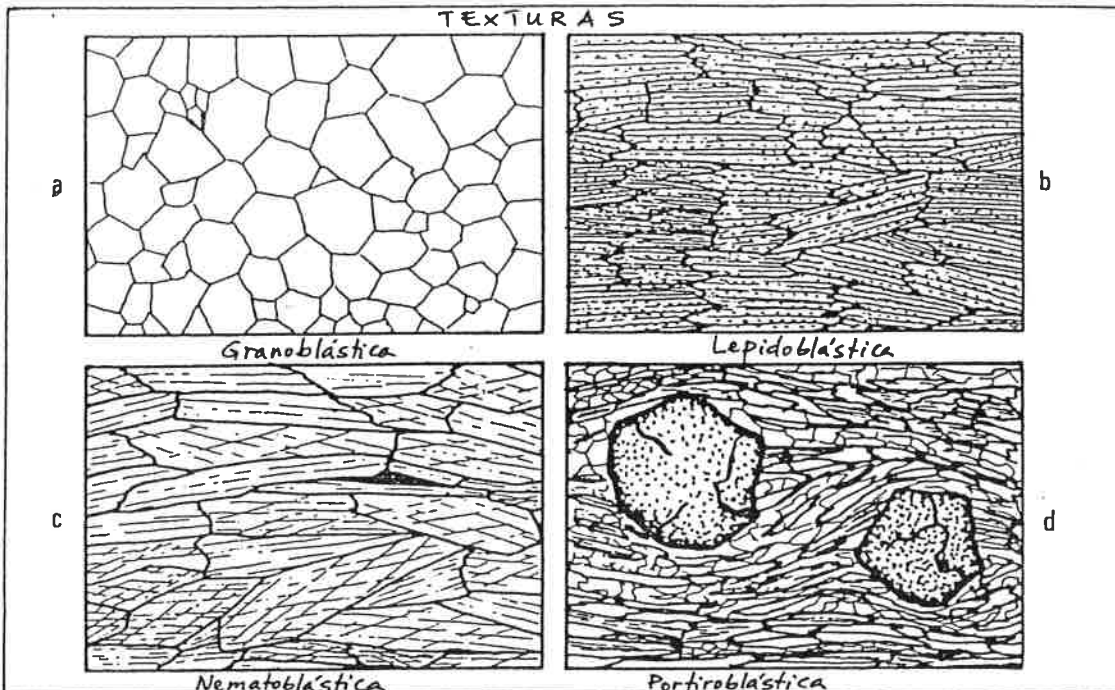
As rochas metamórficas apresentam exclusivamente texturas que lhes são próprias. Os minerais metamórficos, designados blastos, crescem num meio essencialmente sólido por transformação de minerais pré-existentes ou como resultado de alguma reacção entre uma ou mais fases mineralógicas pré-existentes. Tal processo é conhecido sob o nome de blastese e a textura resultante como cristaloblástica.

O aparecimento de uma textura cristaloblástica pressupõe, em princípio, o desaparecimento da textura anterior da rocha original (protólito). Contudo, em áreas de baixo grau metamórfico podem permanecer vestígios da textura da rocha original como relíquias. As texturas cristaloblásticas podem ser subdivididas em quatro grandes grupos morfológicos atendendo ao hábito dos minerais predominantes. Estes quatro grupos texturais devem ser considerados termos extremos sendo qualquer outra textura uma combinação de dois ou mais destes grupos. Os quatro grupos texturais encontram-se representados na página seguinte, e podem ser definidos como segue:

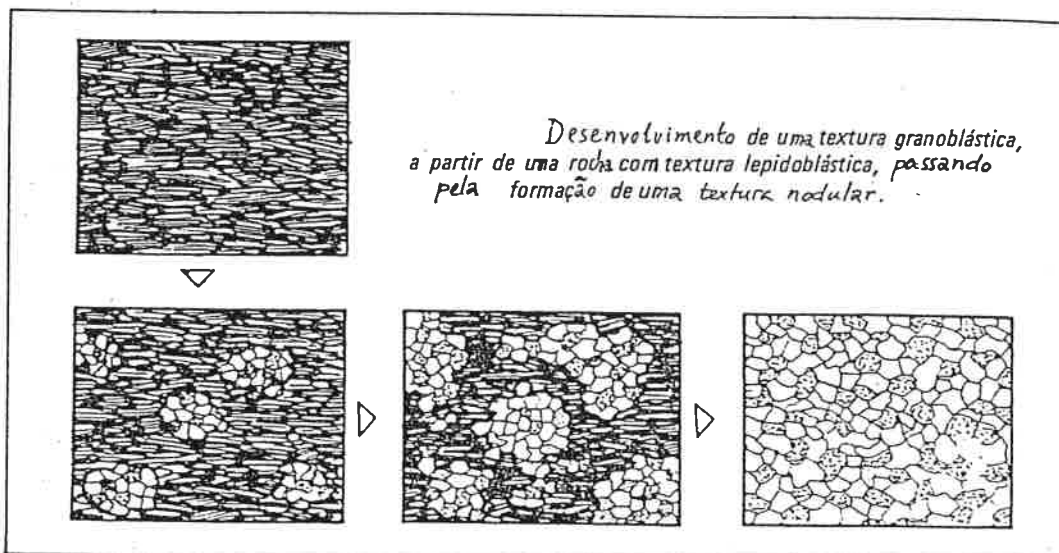
- Textura granoblástica. Os cristais formam um mosaico de grãos, mais ou menos equidimensionais, com secções de tendência predominante hexagonal. É característica a presença de pontos triplos: contactos entre três grãos cujas arestas formam ângulos de 120° aproximadamente. Esta textura é característica de algumas rochas monominerálicas, de rochas poliminerálicas granulíticas e ainda de rochas de composição variada formadas em auréolas desenvolvidas no contacto com corpos magmáticos (metamorfismo de contacto). As rochas que em geral apresentam textura granoblástica são quartzitos, mármore, corneanas, eclogitos e granulitos. Na figura inferior da página seguinte representa-se, de modo esquemático o desenvolvimento de um agregado mineralógico com textura granoblástica a partir de uma rocha metamórfica lepidoblástica, passando por uma fase intermédia com textura nodular. Este exemplo, ainda que idealizado, observa-se com frequência em auréolas de contacto de intrusões magmáticas.

- Textura lepidoblástica. Definida por minerais de hábito lamelar (filossilicatos) intercrescidos e com os planos basais (001) distribuídos de forma homogénea e paralelamente entre si. Nem sempre os filossilicatos definem texturas lepidoblásticas: em muitas corneanas biotíticas, a biotite aparece a formar pontos triplos com quartzo e feldspatos em arranjos tipicamente granoblásticos. As rochas que com maior frequência apresentam textura lepidoblástica são os xistos e micaxistos. A maior ou menor quantidade de

TEXTURAS



CASTRO DORADO (1981)



filossilicatos condiciona a maior ou menor tendência para uma rocha desenvolver texturas deste tipo.

- Textura nematoblástica. É definida por minerais com hábito acicular e/ou prismático (inossilicatos, em geral anfíbolos) interpenetrados e orientados de modo homogêneo com os eixos maiores paralelos entre eles. Os anfíbolitos são as rochas que tipicamente apresentam textura nematoblástica. A maior ou menor quantidade de minerais de hábito acicular condiciona a maior ou menor tendência para uma rocha desenvolver texturas deste tipo.

- Textura porfiroblástica. É definida pela existência de cristais de maior tamanho (porfiroblastos) numa matriz de dimensão mais reduzida. É equivalente, de certa maneira, às texturas porfíroide e porfírica nas rochas ígneas.

Combinações mais comuns de texturas cristaloblásticas

Na maior parte das rochas metamórficas poliminerálicas existem minerais com hábitos lamelar, acicular, prismático e equidimensional. Por isso, a textura das rochas metamórficas poliminerálicas é geralmente uma combinação de dois ou mais dos tipos anteriormente descritos. Na figura intermédia da página seguinte encontram-se representadas as combinações texturais mais comuns: grano-lepidoblástica, grano-nematoblástica e grano-porfiroblástica. A primeira é típica de gnaisses pelíticos e quartzo-xistos bandados, ambos com bandas alternadamente ricas de quartzo e feldspato e de micas. Do mesmo modo a textura grano-nematoblástica é típica de gnaisses anfibólicos, quartzo-xistos com anfíbola e de alguns anfíbolitos. Finalmente, a textura grano-porfiroblástica é comum em corneanas. O desenvolvimento destes tipos de texturas deve-se, entre outros factores, às diferentes velocidades de crescimento de cada mineral.

Texturas especiais

Para além das texturas cristaloblásticas existem outras texturas definidas por uma ou mais fases cristalinas que aparecem na rocha de forma pontual e não generalizada. Encontram-se neste caso as texturas poiquiloblástica e reaccional. Diz-se que um cristal tem textura poiquiloblástica quando apresenta grande número de inclusões dos minerais da matriz. Na figura superior da página seguinte encontra-se representada esquematicamente a formação de um cristal poiquiloblástico de granada por nucleação preferencial nos limites entre grãos de um mosaico granoblástico pré-existente. O processo pode apresentar um termo intermédio (b, na figura referida), dando origem à "textura em atol".

Texturas relíquia

Muitas rochas metamórficas desenvolvidas em condições de baixo grau metamórfico (especialmente quando a pressão é baixa) mantêm vestígios da textura que possuíam anteriormente ao metamorfismo. Nesses casos a textura designa-se com um nome composto caracterizador por um lado da textura original, ainda visível, mas também acompanhado pelo prefixo "blasto-" (ex. textura blasto-óptica) indicador da actuação de novas condições metamórficas, enquanto que à designação da rocha correspondente é também adicionado o prefixo "meta-" (ex. meta-andesito, meta-grauvaque, etc.).

4.2 Micro-estruturas

Micro-estruturas planares

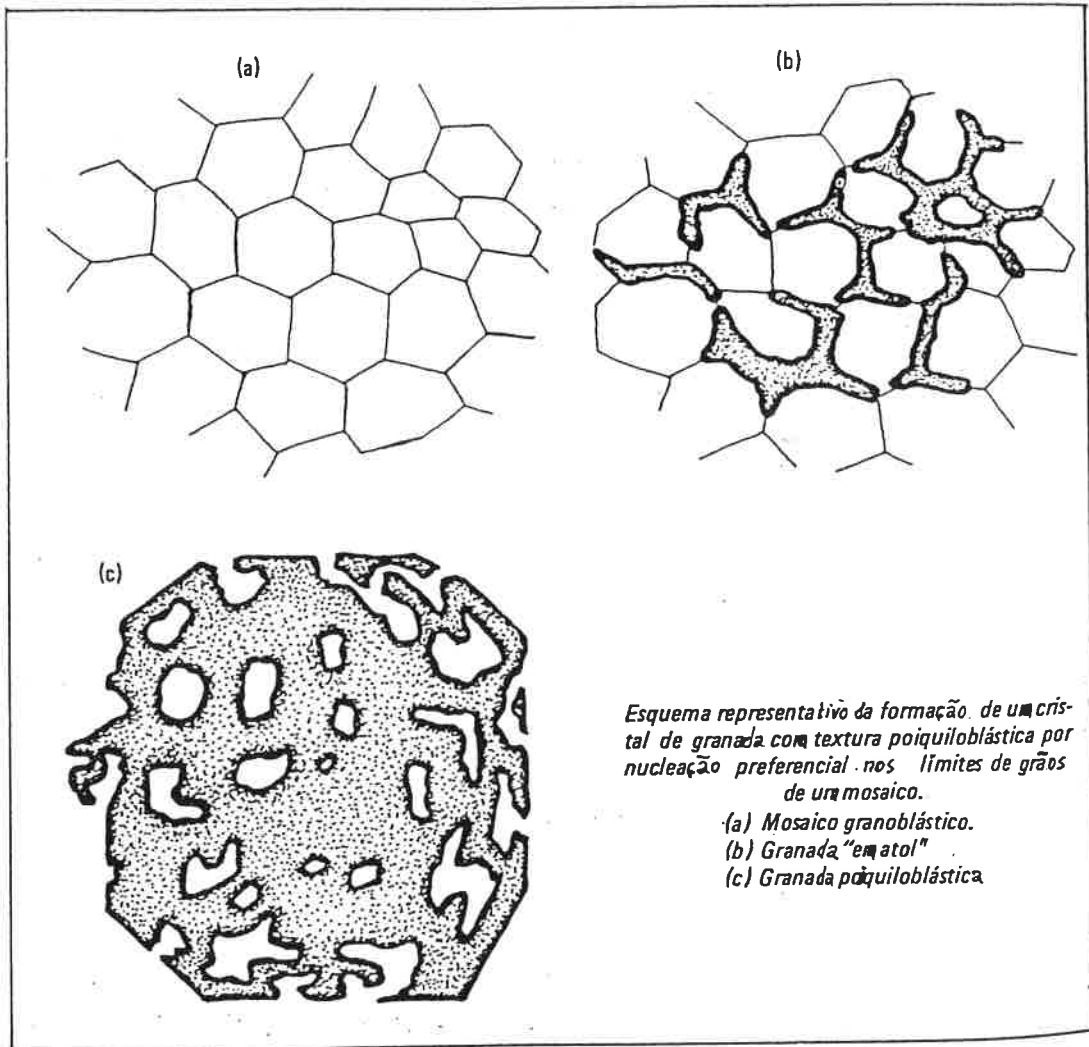
A maior parte das rochas metamórficas originadas por metamorfismo regional apresentam uma ou mais estruturas planares definidas pela orientação preferencial de minerais metamórficos e/ou de cristais pré-existentes. Tal orientação confere à rocha uma anisotropia planar designada genericamente foliação (*cleavage*).

A importância da foliação nas rochas metamórficas advém, entre outros, dos seguintes factos:

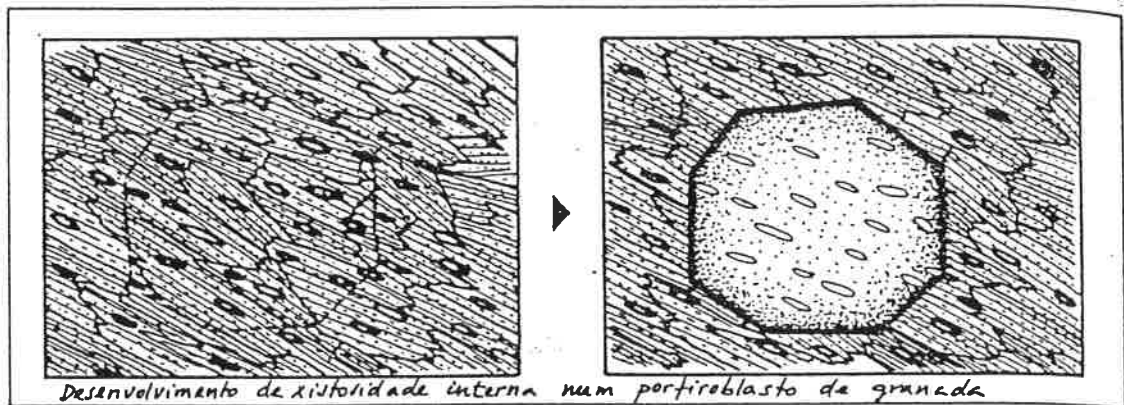
- A foliação tem uma relação clara e precisa com os elementos geométricos do elipsóide de deformação.
- A existência de várias direcções de foliação sobrepostas permite reconstruir a história da deformação de uma determinada região.
- Em rochas dobradas, a foliação apresenta uma relação estreita com a geometria das dobras mesoscópicas e macroscópicas.
- A foliação é uma micro-estrutura que pode desenvolver-se durante o processo de blastese mineral. O estudo das relações micro-estruturais entre foliações e blastos metamórficos permite conhecer a ordem relativa de crescimento dos diferentes minerais e relacioná-los, atendendo à sua posição temporal, com as diferentes fases de deformação.

Foliação (*rock cleavage*). Estrutura planar definida pela orientação preferencial de minerais (planares, aciculares, tabulares) ou grãos. No seu sentido mais amplo, este conceito é independente do espaçamento entre planos adjacentes e do grau de orientação. Podem ser discerníveis em rochas metamórficas, independentemente do grau de metamorfismo, os seguintes tipos de foliação (também representados esquematicamente em figura adiante):

- Foliação grosseira (*rough cleavage*). Estrutura planar definida muitas vezes pela acumulação de



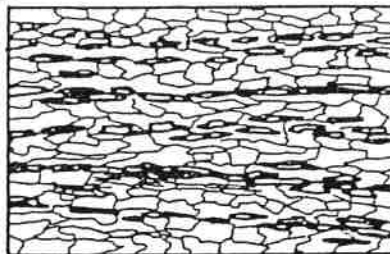
CASTRO DORADO (1989)



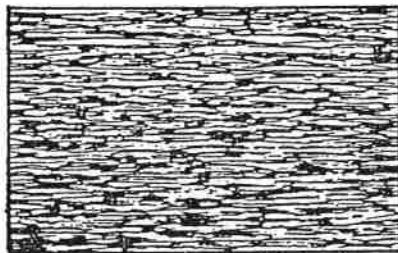
XISTOSIDADE



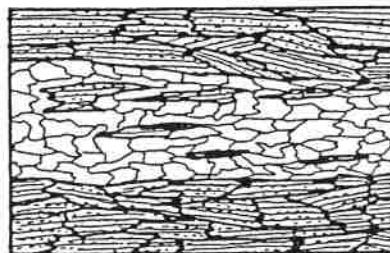
Foliação grossa



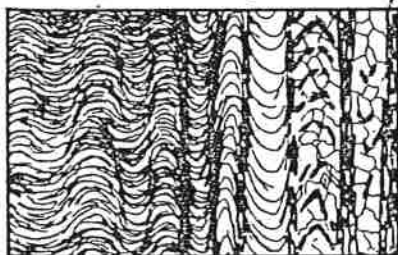
Xistosidade grossa



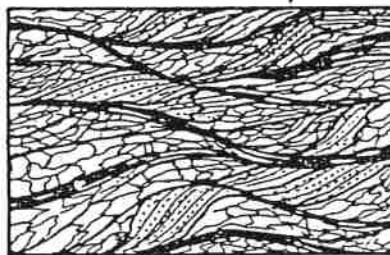
Xistosidade (state cleavage)



Foliação metamórfica

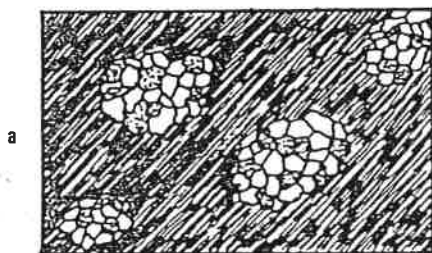


Clivagem de crenulação e bandado tectônico

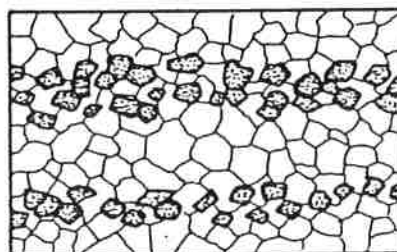


Xistosidade milonítica

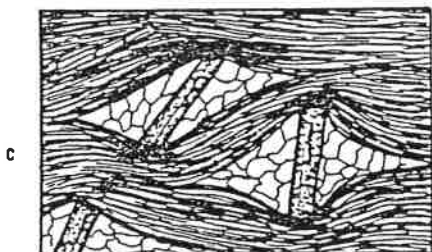
MICRO-ESTRUTURAS



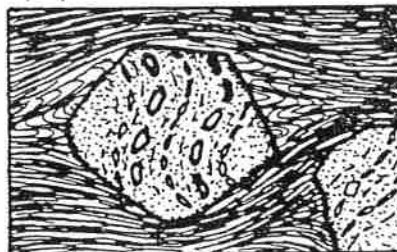
Nódulos



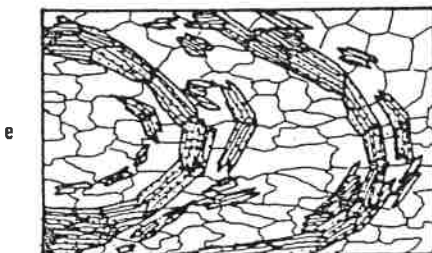
Bandado composicional



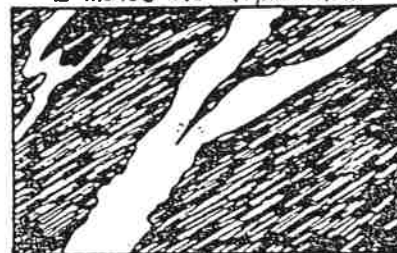
Sombras de pressão



Xistosidade interna em porfiroblastos
Sombras de deformação



Arcos poligonais



Veios mineralizados

CASTRO DORADO (1989)

óxidos de Fe e por vezes pela orientação de cristais de filossilicatos de pequena dimensão em superfícies anastomosadas e mais ou menos paralelas entre si, que limitam partes de rocha não orientadas. Geralmente aparece em rochas monominerálicas com matriz escassa, pouco deformadas e com metamorfismo de baixo grau.

- "Xistosidade" (*rough slate cleavage*). Estrutura planar definida pela orientação de cristais de pequena dimensão (apenas visíveis ao microscópio) agrupados preferencialmente segundo planos paralelos entre si e com espaçamento fino entre os mesmos (inferior a 1 mm). Em geral aparece em rochas com matriz abundante e baixo grau metamórfico, mas com maior grau de deformação que a anterior.

- Xistosidade (*slate cleavage*). Estrutura planar homogénea e contínua definida pela orientação preferencial de cristais de filossilicatos de pequena dimensão (inferior a 1 mm). Típica de xistos de baixo grau metamórfico.

- Xistosidade (*schistosity*). Estrutura planar definida pela orientação preferencial de blastos metamórficos (em geral filossilicatos e/ou anfíbolos). Desenvolve-se em rochas de metamorfismo regional de grau médio a elevado, nas quais a textura original foi completamente apagada.

- "Clivagem" de crenulação (*crenulation cleavage*). Estrutura planar definida pelas superfícies axiais de microdobras que se desenvolvem sobre uma "clivagem"/foliação pré-existente. O conceito é independente da presença ou não quer de blastese mineral nos flancos das microdobras quer de acumulação de minerais resistentes que definem materialmente uma nova foliação. Que tal possa acontecer depende em grande parte da intensidade da deformação.

- Bandado tectónico. É um tipo especial de foliação metamórfica que se desenvolve sobre a crenulação de uma "clivagem" anterior, com blastese de novos minerais em zonas de flanco das microdobras. O resultado final é geralmente o aparecimento de bandas alternadamente ricas de quartzo e de micas. A micro-estrutura inicial pode ser totalmente apagada.

- Xistosidade milonítica. Estrutura tipicamente anastomosada, sub-planar, definida por bandas intensamente deformadas com forte redução da dimensão do grão que limitam partes menos deformadas da rocha. Nessas partes pode aparecer um fabric sigmoidal, oblíquo às superfícies anastomosadas. Esta micro-estrutura resulta exclusivamente de deformação.

Outras micro-estruturas significativas

Para além das micro-estruturas planares, existem outras micro-estruturas cujo reconhecimento e análise é muito importante para interpretar correctamente as relações blastese/deformação, a ordem de cristalização, as associações paragenéticas, etc. Definem-se seguidamente as mais relevantes (representadas esquematicamente na figura inferior da página anterior):

- Nódulos. São agregados mono- ou poliminerálicos de forma esférica ou elipsoidal com textura tipicamente granoblástica.

- Bandado composicional. Alternância de bandas especialmente enriquecidas num determinado mineral. Pode ser herdado de antigas micro-estruturas existentes na rocha original, mas pode também ser de origem tectónica (ver bandado tectónico).

- Sombras de pressão. Trata-se de zonas marginais de secção triangular, simétricas ou assimétricas, que aparecem nos extremos de cristais anteriores à deformação da rocha. Tais zonas ficam protegidas da deformação e para elas migram os elementos mais móveis que cristalizam num agregado em mosaico (quartzo ou calcite, geralmente).

- Sombras de deformação. Semelhante ao caso anterior no que diz respeito ao mecanismo de origem. A diferença consiste em que tais zonas são simplesmente protegidas da deformação, não migrando para elas material algum. As sombras de deformação têm lugar quando na rocha existia uma anisotropia anterior à deformação. Nas sombras de deformação, a anisotropia prévia encontra-se menos deformada que no resto da rocha, onde pode ter sido totalmente apagada. São os melhores locais para detectar a presença de uma foliação anterior (reliquia) à predominante na rocha.

- Xistosidade interna em porfiroblastos. Com frequência os porfiroblastos apresentam inclusões de pequenos cristais orientados. Tais inclusões definem na realidade uma xistosidade interna no cristal que as contém. As inclusões foram "incorporadas" pelo porfiroblasto durante o seu crescimento e permaneceram com a mesma orientação que tinham inicialmente na matriz. Em figura anterior mostra-se esquematicamente o mecanismo através do qual os minerais que inicialmente se encontravam com uma determinada orientação (paralela à foliação) na matriz, são englobados no porfiroblasto sem que se modifique a sua orientação espacial. Isto acontece quando tais minerais não intervêm activamente nas reacções que originam o porfiroblasto. A geometria de tal xistosidade interna e a sua relação com a xistosidade da rocha (xistosidade externa), reflectem a relação entre os processos de blastese e deformação.

- Arcos poligonais. Quando uma foliação é microdobrada ou crenulada e se forma um bandado

(tectónico) que define uma segunda foliação, podem permanecer vestígios da primeira sob a forma de charneiras de dobras definidas por micas dispostas poligonalmente. Tais micro-estruturas são conhecidas como arcos poligonais. A sua presença, mesmo que seja local, indica a existência de uma foliação anterior à foliação predominante observada na rocha.

- Veios mineralizados. São pequenos filonetes em geral preenchidos por minerais semelhantes aos que ocorrem na rocha. A presença de veios sinmetamórficos com mineralogia idêntica à da rocha, é importante porque reflecte condições de elevada concentração de fluidos durante o processo metamórfico.

4.3 Padrão textural

Nas rochas metamórficas o padrão textural é definido por todos os elementos texturais e micro-estruturais observados, ordenados segundo a importância com que aparecem na rocha estudada. A textura pode ser facilmente determinada tendo em conta os padrões das figuras anteriores bem como os relativos às rochas ígneas e sedimentares quando elas persistem como relíquias. Por outro lado, as observações micro-estruturais revestem-se de particular importância nas rochas metamórficas visto permitirem interpretar a história da cristalização e a sua relação com os processos de deformação. Uma vez definido o padrão textural da rocha, deve passar-se à descrição dos minerais indicando, em cada caso, a existência ou não de texturas especiais. Na descrição dos minerais é importante indicar se se encontram relacionados com ou definem alguma das microestruturas existentes na rocha.

4.4 Composição mineralógica

Sequências químicas

Apesar da grande variedade composicional das rochas metamórficas resultante do facto de se originarem a partir de rochas pré-existentes de qualquer composição, aceita-se em geral a subdivisão das rochas metamórficas em quatro grandes grupos composicionais ou sequências químicas. Cada grupo apresenta características mineralógicas e texturais comuns mesmo que resultem de protólitos de origem e natureza diferentes. Por exemplo, basaltos e rochas sedimentares margosas podem ser protólitos de rochas metamórficas da mesma sequência química. As quatro sequências químicas (ou séries composicionais) mais comuns são as seguintes:

- Ultramáfica. Inclui as rochas metamórficas resultantes da transformação de rochas ígneas ultramáficas (peridotitos, proxenitos, etc.).

- Máfica. Compreende as rochas metamórficas originadas a partir de basaltos, doleritos, andesitos, etc. As rochas resultantes desta sequência química em metamorfismo de grau médio (anfíbolitos) podem ter a mesma composição que rochas da sequência calco-silicatada resultantes do metamorfismo de rochas sedimentares essencialmente carbonatadas.

- Pelítico-grauvácua. Abrange as rochas metamórficas formadas a partir de rochas sedimentares quer terrígenas com material argiloso abundante (grauvaques) quer constituídas essencialmente por argilas (argilitos). Trata-se de rochas especialmente ricas de alumina (Al_2O_3) e sílica (SiO_2). Os minerais desta série são com frequência minerais aluminosos (alumino-silicatos e silicatos de alumínio). Esta sequência é bem conhecida quer no terreno quer através de experiências laboratoriais devido principalmente à sua presença constante em cinturas orogénicas e à uniformidade composicional de umas áreas para as outras.

- Calco-silicatada. É constituída por rochas desenvolvidas a partir de calcários e dolomitos impuros e de margas. Dai os minerais predominantes serem de composição calco-silicatada.

Alguns autores consideram ainda uma sequência quartzo-feldspática não tida em conta aqui. As rochas pertencentes a esta série podem ser incluídas quer na sequência pelítico-grauvácua quer na calco-silicatada.

Tipos de minerais

Os minerais que se observam numa rocha metamórfica podem ter sido todos ou apenas parte deles formados durante o processo metamórfico. Podem assim coexistir:

- Minerais relíquia, isto é, pertencentes à rocha original, protometamórfica, que não foram totalmente transformados no decurso do metamorfismo. Isto pode acontecer quando se trata de fases estáveis nas novas condições P, T; quando se trata de fases meta-estáveis e ainda quando o processo metamórfico foi pouco intenso ou não teve tempo suficiente para ser consumado.

- Minerais desenvolvidos posteriormente ao processo metamórfico principal. São em regra minerais que resultam de alteração hidrotermal ou minerais de baixo grau metamórfico quando se trata de rochas de grau metamórfico médio a elevado. Diz-se então que a rocha sofreu retrometamorfismo ou metamorfismo retrógrado.

- Minerais que se formaram durante o processo metamórfico. As variáveis intervenientes num

Minerais comuns nas rochas metamórficas para as diferentes sequências químicas e principais graus de metamorfismo (segundo Winkler, 1978)

grau	sequências químicas		
	máfica e ultramáfica	pelítico-grauváquica	calco-silicatada
baixo	actinolite stilpnomelano biotite clorite epídoto, glaucófano (P alta) moscovite plagioclase	moscovite clorite andaluzite cloritóide, lawsonite (P alta) granada, jadeite (P alta) plagioclase	calcite tremolite epídoto
médio	hornblenda epídoto clinopiroxena biotite plagioclase	granada, distena estaurolite, moscovite cordierite, biotite andaluzite silimanite feldspato potássico	calcite diópsido forsterite granada plagioclase volastonite
elevado	ortopiroxena clinopiroxena hornblenda plagioclase	ortopiroxena, almandina silimanite, biotite cordierite, feldspato potássico distena hornblenda	

evento metamórfico (P, T, P_{120} , etc.) podem sofrer modificações ao longo do tempo num determinado local ou região. Fala-se então de metamorfismo "plurifacial": isto é, uma determinada rocha sofreu modificações na sua composição mineralógica devido a variações nas condições ambientais do próprio processo metamórfico. Os minerais formados durante os primeiros estádios do processo podem ficar instáveis no decurso do mesmo processo e reagirem para formar novas fases, sendo todos eles singenéticos. Por este motivo, os minerais formados durante o mesmo processo metamórfico (singenéticos) podem, ou não, ser paragenéticos (formados nas mesmas condições P e T).

Para determinar o tipo e o grau de metamorfismo de uma rocha é necessário identificar os minerais que formam paragéneses. Para isso torna-se necessário atender a critérios micro-estruturais e ter em conta conhecimentos prévios teóricos e experimentais. Alguns critérios para identificar minerais singenéticos e paragenéticos são os seguintes:

- Critérios de reacção. Quando dois minerais de composição diferente se encontram em contacto e não existem texturas de reacção e/ou alteração entre eles, interpretam-se como paragenéticos.

- Critérios texturais. A existência de textura granoblástica em que os minerais aparecem em mosaico com pontos triplos a 120° aproximadamente permite interpretar como singenéticos os minerais correspondentes, que por sua vez serão paragenéticos se se cumprir o critério anterior. Outro critério textural para reconhecer minerais paragenéticos é a existência de intercrescimentos (ex. textura simplectítica) entre duas fases de composição diferente.

- Critérios micro-estruturais. São singenéticos os minerais que definem uma determinada micro-estrutura (ex. foliação) penetrativa na rocha. Neste caso podem ou não ser paragenéticos dependendo de os critérios anteriores se verificarem ou não. Este critério não é válido em rochas que sofreram metamorfismo polifásico, isto é, acompanhado de várias fases de deformação, visto que neste último caso, minerais singenéticos podem aparecer em mais do que uma micro-estrutura.

- Critério de alteração. A existência de processos de alteração semelhantes em minerais diferentes pode ser um critério para interpretar os minerais alterados como singenéticos.

- Critério de inclusão. Os minerais que se encontram incluídos no interior de outro cristal não são necessariamente minerais relíquia mesmo que apresentem formas arredondadas. Ambos os minerais, hospedeiro e hospedeiro, podem ser singenéticos e mesmo paragenéticos: Os dois podem nuclear e crescer simultaneamente; um deles pode parar o seu crescimento e ser parcial ou totalmente incluído no outro; o mineral incluído terá tendência a adquirir forma esférica de modo a reduzir a sua energia interfacial.

- Critério de estabilidade. Dois ou mais minerais não podem ser paragenéticos se não forem estáveis nas mesmas condições de P e T determinadas experimentalmente. Podem ser singenéticos se as diferenças nas condições ambientais não forem muito fortes.

É conveniente, em qualquer caso, ter em conta simultaneamente o maior número possível de critérios, e fazer uma interpretação criteriosa sem esquecer que a rocha pode ter sofrido modificações posteriormente ao processo metamórfico em questão.

4.5 Classificação e nomenclatura

Em contraste com o que acontece para as rochas ígneas que possuem uma sistemática internacional, as rochas metamórficas não apresentam uma classificação composicional precisa, existindo com frequência discrepâncias de nomenclatura entre diferentes autores/escolas. Apesar da grande variedade de rochas metamórficas, a sua sistemática não constitui um objecto de interesse prioritário quando comparada com a enorme importância da determinação das paragéneses bem como da sua variação espacial em determinadas áreas metamórficas. Por esse motivo, utilizam-se apenas alguns nomes que abrangem grandes grupos de rochas de composição variada ainda que com características texturais e estruturais comuns. Para além desta classificação estrutural/composicional, pode considerar-se outra baseada nos minerais mais comuns. Nesta última pretendem estabelecer-se limites composicionais precisos para os termos estruturais da primeira.

Classificação baseada em características estruturais e composicionais

Uma dezena de nomes é quanto basta para designar as rochas metamórficas mais comuns existentes na natureza. Estas designações baseiam-se principalmente nas características texturais, estruturais e composicionais.

Atendendo às características estruturais, podem-se estabelecer dois grandes grupos: - rochas foliadas e - rochas não foliadas (ou maciças). No primeiro grupo estão incluídos: filitos, xistos, gnaisses e anfíbolitos. No segundo, corneanas, granulitos, quartzitos, mármore e eclogitos.

Esta nomenclatura tem a vantagem de poder ser aplicada com facilidade, mesmo no campo, e de poder ser recordada sem grande dificuldade. Esta simplicidade tem alguns inconvenientes por existirem grupos de rochas (ex. xistos, gnaisses) que podem apresentar composições muito variadas. Se se acrescentarem

Características principais das rochas metamórficas mais comuns

Rocha	Granularidade	Características composicionais	Estruturas e micro-estruturas	Textura	Metamorfismo
Filito	fina/média	sericite (Q,Cl,Bi)	xistosidade	lepidoblástica	regional, baixo grau
Xisto	média/grosseira	micas, FK (<20%)	xistosidade	lepidoblástica grano-lepidobl.	regional, baixo e médio grau
Xisto mosqueado	fina/grosseira	=xisto + andal., estaurool., granada	porfiroblastos xistosidade	porfiroblástica	contacto, baixo grau
Gnaisse	grosseira	FK > 20%	bandada	grano-lepidobl. grano-nematobl.	regional, grau médio/elevado
Anfibolito	grosseira	anfíbola	bandada/massiva foliação	nematoblástica	regional, grau médio
Granulito	grosseira	minerais anidros	isótropa/bandada	granoblástica	regional, alto grau
Eclogito	grosseira	piroxena+granada (onfacite+ piropo)	isótropa	granoblástica	regional, alto grau
Quartzito	grosseira	quartzo	isótropa/bandada	granoblástica	regional/contacto
Mármore	grosseira	calcite/dolomite	isótropa/bandada	granoblástica	regional/contacto
Comeana	fina a grosseira	composição variada	isótropa	granoblástica	contacto, grau médio/elevado
Milonito	fina a grosseira (inequigranular)	composição variada	anisótropa	milonítica	dinâmico

Tectonitos

	<i>Fabric</i> isótropo Textura clássica	<i>Fabric</i> anisótropo (planar, linear) Textura deformada
Rochas não coerentes	brecha de falha	(não possível)
Rochas coerentes	cataclasitos	milonitos

adjectivos composicionais (ex. xisto quartzo-feldspático, gnaisse anfíbólico, etc.), o problema ficará minorado.

Classificação baseada nos minerais mais comuns

Os termos da classificação estrutural/composicional referidos, podem ser definidos rigorosamente se se atender às percentagens relativas dos minerais mais comuns (quartzo, feldspato potássico, micas, anfíbolos, piroxenas, plagioclases e granadas).

Os triângulos classificativos que seguem, constituem uma tentativa de sistematização da nomenclatura para a classificação apresentada acima. Os limites nos gráficos não têm qualquer significado genético. A classificação é independente do grau ou zona metamórficos, podendo ser acrescentados adjectivos mineralógicos no sentido de torná-la mais rigorosa.

4.6 Relação blastese-deformação

O metamorfismo é um processo dinâmico acompanhado em geral por processos tectónicos que originam micro-estruturas nas rochas metamórficas. As reacções metamórficas, e o desenvolvimento consequente dos blastos, podem ter lugar em qualquer momento do processo de deformação que acompanha o metamorfismo, isto é, antes, durante e após uma determinada fase de deformação. As fases de deformação são identificadas através de micro-estruturas (em geral foliação/xistosidade) e referidas por ordem cronológica do seu desenvolvimento (D_1 , D_2 , etc.). A foliação desenvolvida durante cada uma das fases, é também referenciada por ordem cronológica (S_1 , S_2 , etc.). As relações espaço-temporais entre blastese, deformação e foliação, constituem os dados mais importantes extraídos do estudo petrográfico de rochas metamórficas. Representam-se de modo idealizado e esquemático curvas de blastese (dos cristais A e B), de deformação (D_1 e D_2), e de desenvolvimento de foliação (S_1 , S_2) na figura superior de página adiante. As foliações S_1 e S_2 , surgem no fim do processo de deformação, como mostram os esquemas situados na parte inferior da mesma figura. O mineral A inicia a sua nucleação no fim de D_1 e apresenta um máximo de crescimento durante D_2 , fase de deformação que continua a actuar após se ter concluído a formação do mineral A. O mineral B inicia a sua nucleação após D_1 e S_1 , e tem o máximo do seu crescimento durante D_2 , continuando a cristalizar após S_2 estar desenvolvida e D_2 completada. Estas relações representam-se habitualmente em diagramas blastese-deformação como o da figura adiante, onde se ilustram as relações de blastese dos minerais A e B com as fases D_1 e D_2 . Os traços horizontais representam o tempo durante o qual se desenvolve um determinado blasto, sendo a espessura do traço proporcional à intensidade do fenómeno de blastese mineral, isto é, ao volume de cada blasto em cada momento.

Os cristais desenvolvidos com anterioridade a um processo de deformação designam-se pré-cinemáticos (em relação a tal processo: pré- D_1 , pré- D_2 , etc. Não deve relacionar-se a blastese com uma micro-estrutura (S_1 , S_2 , etc.) dado que esta pode desenvolver-se no fim de um episódio de deformação, como é o caso da foliação). Os cristais desenvolvidos durante um processo de deformação denominam-se sin-cinemáticos em relação a esse processo (sin- D_1 , sin- D_2 , etc.), enquanto que os que se formam após um processo de deformação, são conhecidos como pós-cinemáticos (pós- D_1 , pós- D_2 , etc.).

Para a determinação do carácter pré-, sin-, ou pós-cinemático de um determinado cristal, utilizam-se critérios micro-estruturais baseados principalmente na geometria da foliação interna dos porfiroblastos e a sua relação espacial com a foliação externa de referência. Os aspectos a ter em conta para tal, são os seguintes:

- Identificar as micro-estruturas da rocha e ordená-las cronologicamente.
- Seleccionar a micro-estrutura que melhor reflecte a fase principal de deformação da rocha, em geral a foliação melhor definida.
- Aplicar os critérios que se enumeram seguidamente.

Foram propostos por Zwart (1962) nove tipos fundamentais de relações blastese-deformação, tendo em conta as relações entre as foliações interna (S_i) e externa (S_e) bem como outros aspectos micro-estruturais (sombas de pressão, sombas de deformação, etc) que se representam em figura adiante. Repare-se na importância do carácter rotacional ou não rotacional da deformação no resultado final obtido. Também está contemplado o caso de a foliação corresponder a uma clivagem de crenulação. Na figura referida, os minerais pré-cinemáticos apresentam sombas de pressão simétricas quando a deformação é não rotacional, e assimétricas quando a deformação é rotacional.

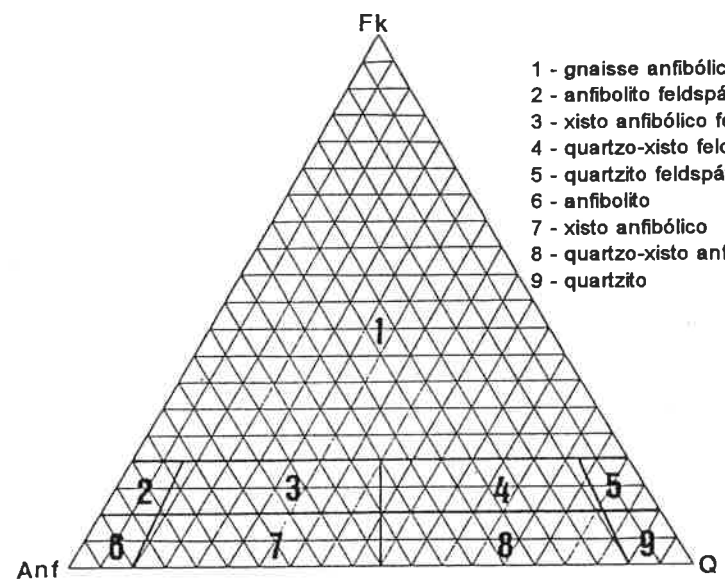
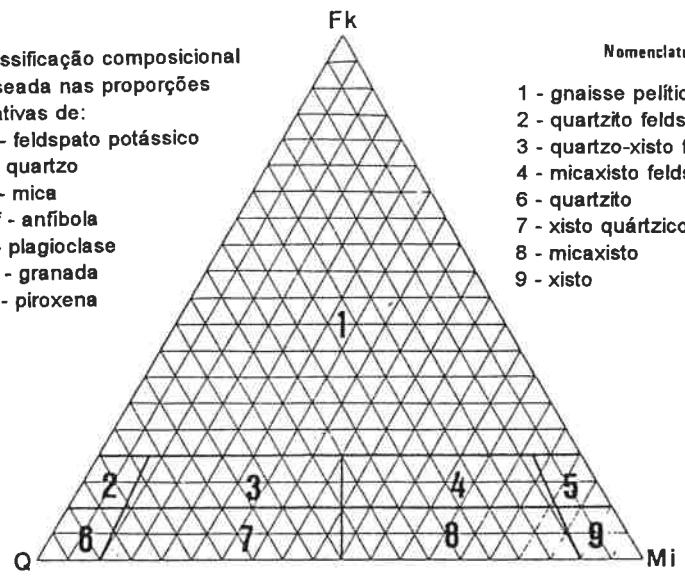
É fundamental conhecer se a foliação tomada como referência é a primeira (S_1) ou a segunda (S_2) que a rocha sofreu, dado que a existência de uma anisotropia prévia condiciona não só a geometria da xistosidade interna dos porfiroblastos como as relações micro-estruturais em geral.

Em figura adiante representa-se a evolução de um porfiroblasto pré-cinemático quando afectado por uma segunda deformação (D_2) não rotacional.

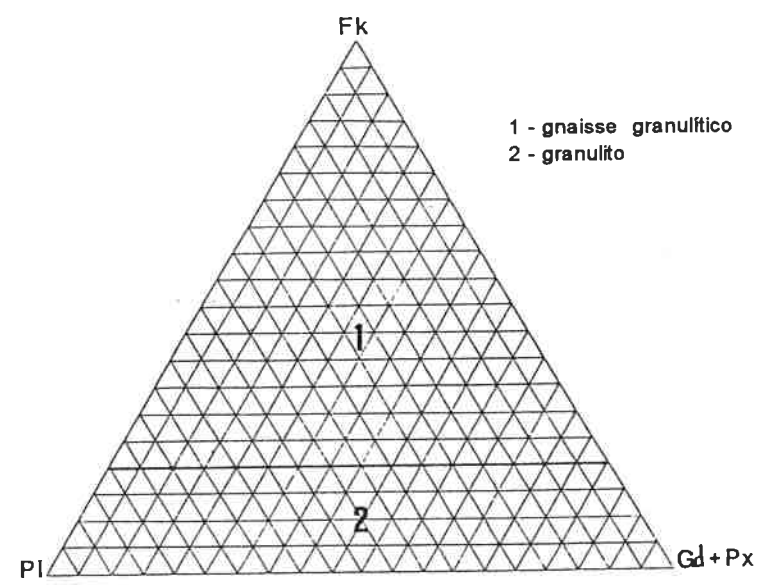
Classificação composicional baseada nas proporções relativas de:
 Fk - feldspato potássico
 Q - quartzo
 Mi - mica
 Anf - anfíbola
 Pl - plagioclase
 Gd - granada
 Px - piroxena

Nomenclatura

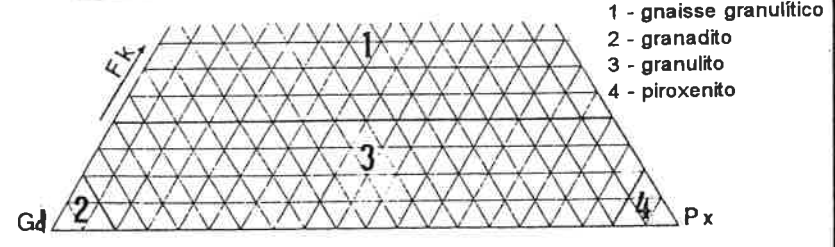
- 1 - gnaiss pelítico
- 2 - quartzito feldspático
- 3 - quartzo-xisto feldspático
- 4 - micaxisto feldspático
- 6 - quartzito
- 7 - xisto quartzítico
- 8 - micaxisto
- 9 - xisto



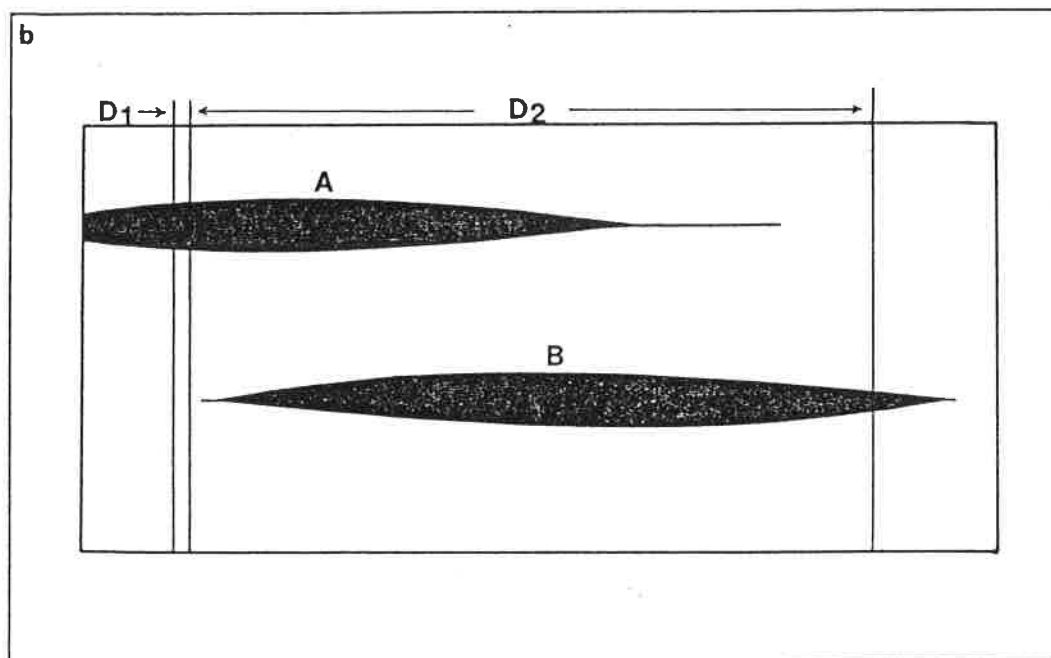
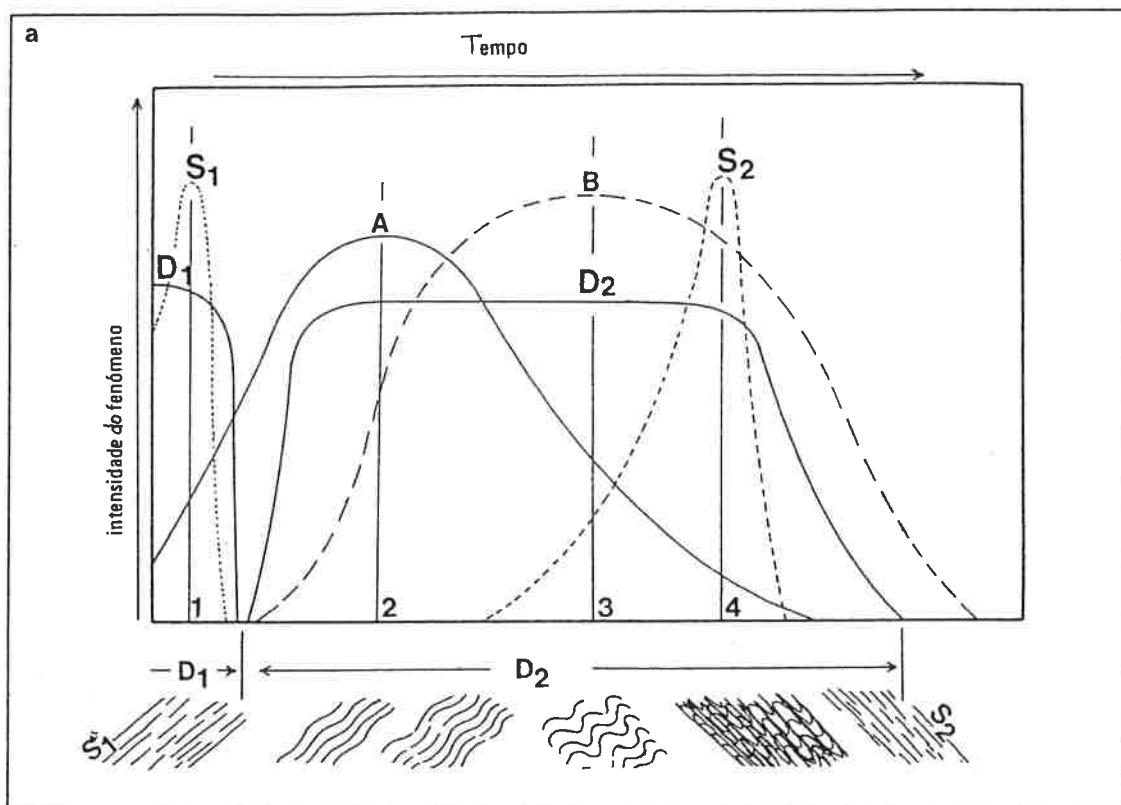
- 1 - gnaiss anfíbólico
- 2 - anfíbrito feldspático
- 3 - xisto anfíbólico feldspático
- 4 - quartzo-xisto feldspático
- 5 - quartzito feldspático
- 6 - anfíbrito
- 7 - xisto anfíbólico
- 8 - quartzo-xisto anfíbólico
- 9 - quartzito



- 1 - gnaiss granulítico
- 2 - granulito



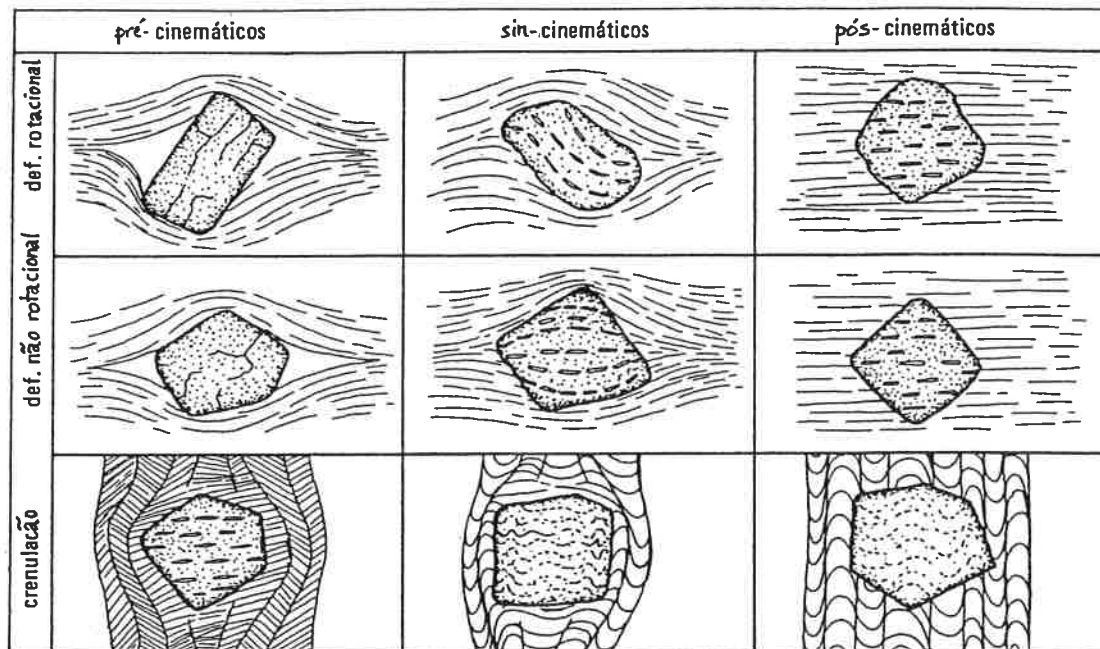
- 1 - gnaiss granulítico
- 2 - granadito
- 3 - granulito
- 4 - piroxenito



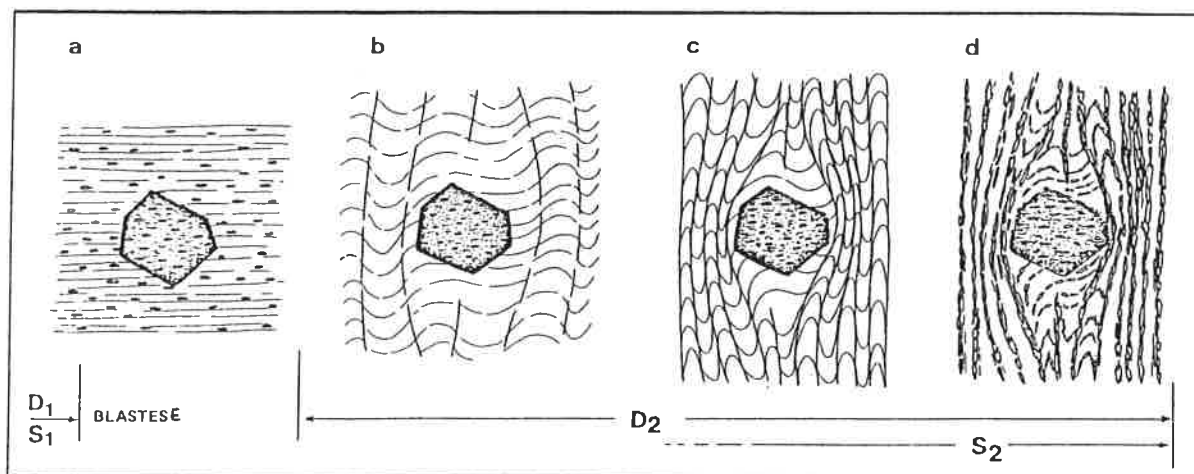
Representação esquemática da relação blastese/deformação:

a) curvas de blastese (dos cristais A e B), de deformação (D₁ e D₂), e de desenvolvimento de foliação (S₁, S₂). As foliações S₁ e S₂, surgem no fim do processo de deformação, como mostram os esquemas situados na parte inferior da mesma figura. O mineral A inicia a sua nucleação no fim de D₁ e apresenta um máximo de crescimento durante D₂, fase de deformação que continua a actuar após se ter concluído a formação do mineral A. O mineral B inicia a sua nucleação após S₁ e S₂, e tem o máximo do seu crescimento durante D₂, continuando a cristalizar após S₂ estar desenvolvida e D₂ completada.

b) diagrama blastese-deformação onde se ilustram as relações de blastese dos minerais A e B com as fases D₁ e D₂. Os traços horizontais representam o tempo durante o qual se desenvolve um determinado blasto, sendo a espessura do traço proporcional à intensidade do fenômeno de blastese mineral, isto é, ao volume de cada blasto em cada momento.



Os nove tipos de relações blastese/deformação (ver texto).



Evolução de um porfiroblasto pré-cinemático quando afectado por uma segunda deformação (D_2) não rotacional:

- Fase de blastese. O cristal é pós-cinemático relativamente à primeira deformação (D_1) e engloba a primeira foliação (S_1).
- Início da segunda deformação (D_2) que origina uma crenulação simétrica de S_1 .
- A crenulação torna-se mais intensa. Aparece uma segunda foliação definida pelas superfícies axiais das microdobras. Desenvolvem-se sombras de deformação nas zonas protegidas pelo porfiroblasto.
- A foliação S_2 encontra-se já bem desenvolvida com nova blastese de filossilicatos paralelos aos antigos planos axiais das microdobras. Nas sombras de deformação permanecem vestígios da primeira foliação sob a forma de arcos poligonais. A foliação interna do porfiroblasto é perpendicular a S_2 visto não ter ocorrido rotação durante D_2 .

4.7 Tectonitos

Este tipo particular de rochas forma-se em condições muito especiais como sejam accidentes tectónicos regionais, em locais com comportamento frágil na sua parte superficial (falhas) e dúctil em profundidade (zonas de cisalhamento). Estas rochas mantêm em regra a mineralogia do protólito mas sofrem profundas transformações texturais e micro-estruturais. As proporções relativas entre matriz e fragmentos residuais são variáveis, podendo constituir um bom critério classificativo

Estas rochas, conhecidas como tectonitos ou rochas de falha (*fault rocks*), podem subdividir-se em dois grandes grupos, atendendo às características texturais e fabric:

- Tectonitos isótopos com textura clástica (rochas cataclásticas ou cataclasitos). Nestas rochas predomina a deformação frágil.
- Tectonitos foliados com textura deformada (milonitos). Nestas rochas predomina a deformação plástica.

Ambas as séries correspondem a meios diferentes no que diz respeito às condições ambientais (em particular P, T). As rochas cataclásticas e brechas de falha desenvolvem-se a menor profundidade do que as da série dos milonitos.

Uma classificação de tectonitos (baseada em Sibson, 1977 e Spry, 1969) encontra-se adiante. O pseudo-taquilito é um vidro escuro desenvolvido como consequência da deformação em zonas estreitas com elevadas taxas de deformação por cisalhamento. Em tais zonas a temperatura pode ser localmente elevada, devido à fricção, e atingir valores que permitam a fusão da rocha. Os blastomilonitos são milonitos nos quais existe blastese mineral associada à deformação.

Rochas cataclásticas

Por vezes é difícil distinguir entre rochas cataclásticas e rochas miloníticas. Tal distinção requer observações petrográficas pormenorizadas a fim de identificar os mecanismos de deformação e distinguir os processos cataclásticos dos processos de deformação plástica cristalina.

Alguns critérios que permitem identificar como cataclásticos os processos envolvidos na deformação são os seguintes:

- Existência de fragmentos em geral angulosos de rocha.
- Presença de microfalhas em cristais, mas sem deformação intracristalina.
- Microdobras angulosas (do tipo "kink") em plagioclases e micas.
- Presença de matriz fina constituída por um agregado de fragmentos de cristais de qualquer natureza.

Na figura superior da página seguinte, encontra-se representada esquematicamente a formação de uma brecha cataclástica desenvolvida em condições de deformação frágil.

Rochas miloníticas

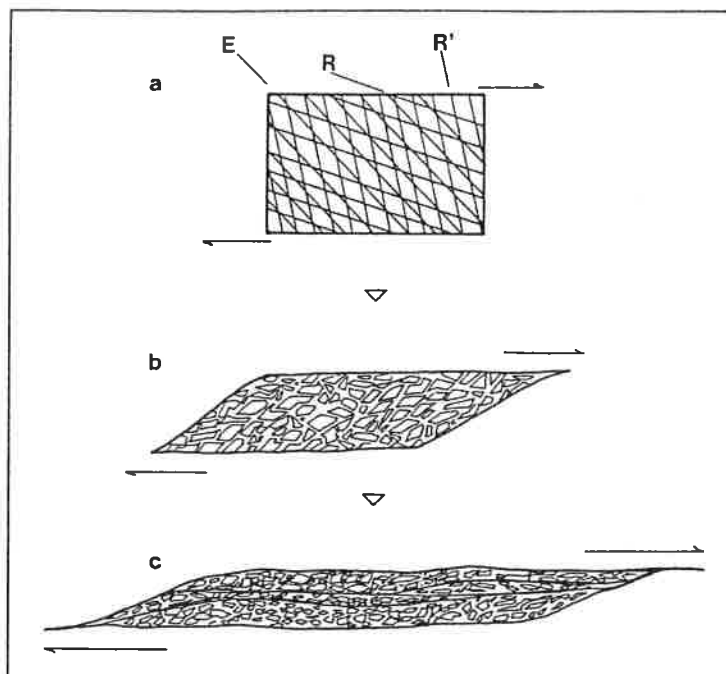
Distinguem-se das rochas do grupo anterior pelo predomínio dos processos de deformação plástica intracristalina sobre os cataclásticos. O quartzo é um dos minerais que mais facilmente "absorve" a deformação plástica.

Na figura inferior da página seguinte, encontra-se representada de modo esquemático a evolução de um cristal único de quartzo quando submetido a deformação por cisalhamento. Podem ser distinguidos alguns aspectos característicos do processo de deformação por fluxo plástico intracristalino:

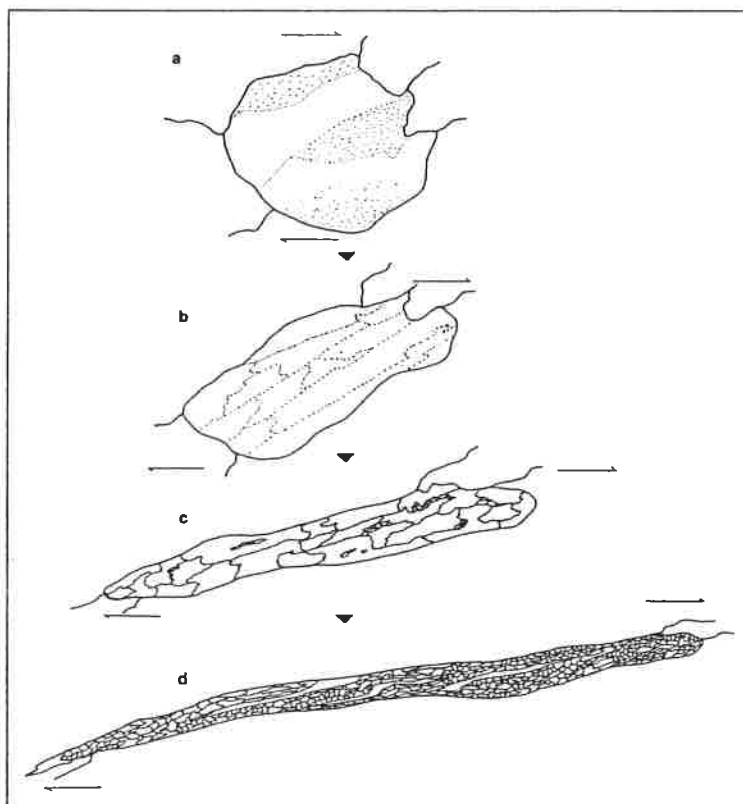
- Extinção ondulante.
- Formação de lamelas ou "maclas" de deformação, com limites nítidos e orientação óptica ligeiramente diferenciada.
- Individualização de subgrãos com bordos suturados.
- Recristalização e poligonização final.

O cristal de quartzo passou a ser um agregado microcristalino com textura poligonal. A matriz milonítica é constituída em regra por este tipo de quartzo. A matriz dos milonitos é, assim, diferente da dos cataclasitos. No caso dos milonitos, é constituída por agregados microcristalinos desenvolvidos por poligonização, como resultado final dos processos de fluxo plástico cristalino. Em rochas quartzofeldspáticas a matriz milonítica é constituída essencialmente por quartzo. Os feldspatos podem permanecer como porfiroclastos se a deformação não foi muito intensa, ou como matriz, juntamente com o quartzo, se a deformação tiver sido muito intensa (ultramilonito).

Os milonitos desenvolvem-se tipicamente em zonas de cisalhamento dúctil, a certa profundidade na crosta e no manto superior, e fornecem informações preciosas sobre a deformação, quer qualitativas (sentido do cisalhamento: direito ou esquerdo), quer quantitativas [o ângulo entre as superfícies S (foliação) e C (cisalhamento) é indicador da quantidade de deformação por cisalhamento e pode ser utilizado para calcular o deslocamento relativo].



Esquema ilustrativo da formação de uma brecha cataclásica desenvolvida em condições de deformação frágil. Nos primeiros estádios de deformação (a) formam-se três sistemas de fracturas principais: fracturas R (Riedel shears) a 17° da direcção principal de cisalhamento; fracturas R' (conjugadas das anteriores) a 78° da direcção de cisalhamento; fracturas distensivas E, a 45° da direcção de cisalhamento. Quando a deformação progride (b), individualizam-se as partes de rocha limitadas pelos três sistemas de fracturas formando a brecha de falha. Em estádios mais avançados de deformação (c), os blocos são deslocados relativamente à posição inicial, aumenta a percentagem de matriz de esmagamento e podem aparecer zonas miloníticas em faixas estreitas onde se concentram elevadas taxas de deformação.



Esquema ilustrativo da evolução de um cristal único de quartzo quando submetido a deformação por cisalhamento. Podem ser distinguidos alguns aspectos característicos do processo de deformação por fluxo plástico intracristalino:

- Extinção ondulante.
- Lamelas ou "maclas" de deformação
- Individualização de subgrãos com bordos suturados.
- Recristalização e poligonização final.

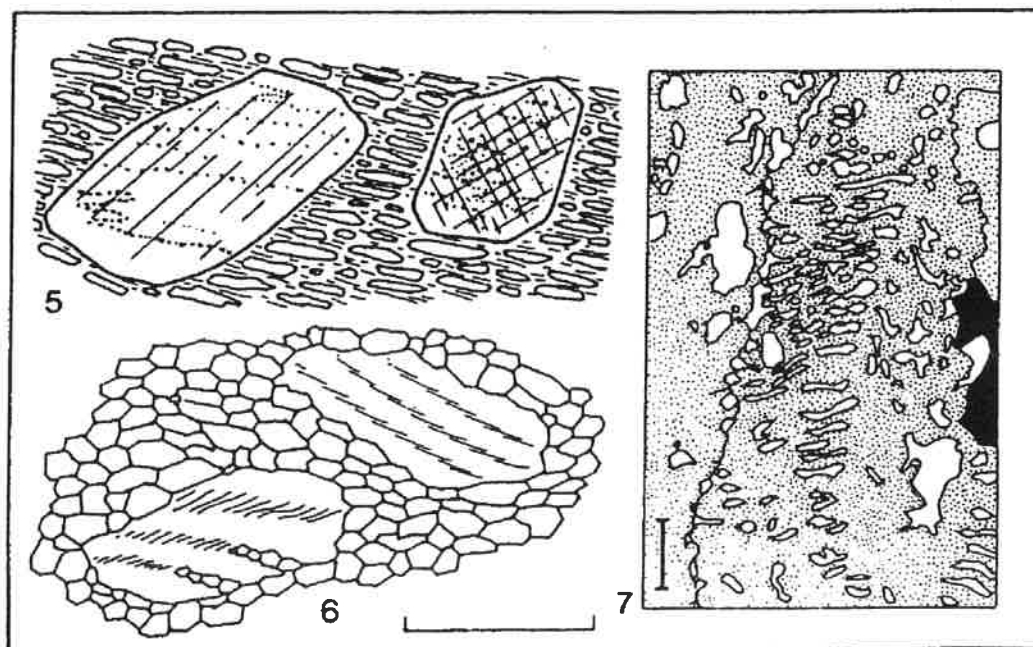
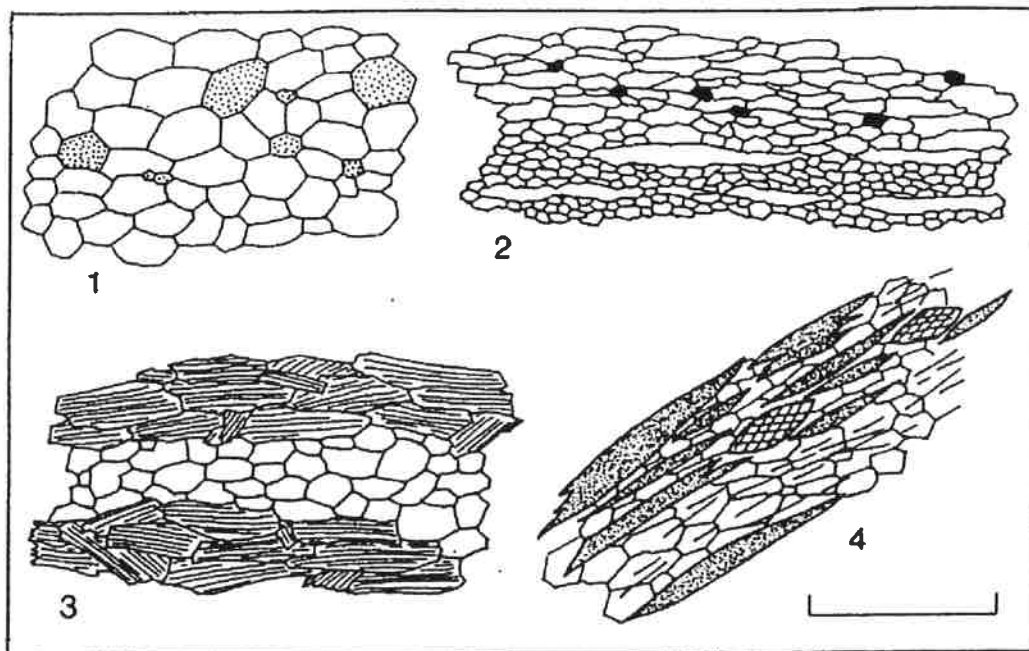
ROCHAS METAMÓRFICAS

Grau metamórfico		Baixo	Médio	Elevado	
Composição inicial (sedimentar/ígnea)	Principais grupos minerais presentes	Granularidade fina (<0,1 mm)	Granularidade média (0,1-1,0 mm)	Granularidade grosseira (> 1,0 mm) homogénea bandada	
argilitos (rochas pelíticas)	filossilicatos, quartzo	ardósia	filito	xisto	gneisse
arenitos (rochas psamíticas)	quartzo	<--- quartzito --->			quartzito bandado gneisse quartzítico
calcários	calcite, dolomite	<--- mármore --->			mármore bandado
margas	filossilicatos, calcite, dolomite	ardósia calcária	calco-filito	calco-xisto	gneisse calcário
arenitos argilosos (rochas semi-pelíticas)	quartzo, filossilicatos	ardósia quartzosa quartzito com clivagem	filito semi-pelítico	xisto semi-pelítico	gneisse
riolito, granito	feldspato potássico, quartzo, filossilicatos	cherte		<--- gneisse granítico --->	
basalto, gabro	anfíbolos plagioclases	xisto verde rocha verde ("greenstone")	anfíbolito	anfíbolito	gneisse hornbléndico gneisse piroxénico
dunito, peridotito, piroxenito	serpentina, talco, anfíbolos magnesianos	serpentinito	serpentinito <--- talcoxisto (pedra sabão) --->		gneisse ultramáfico

Minerais típicos das principais fácies metamórficas

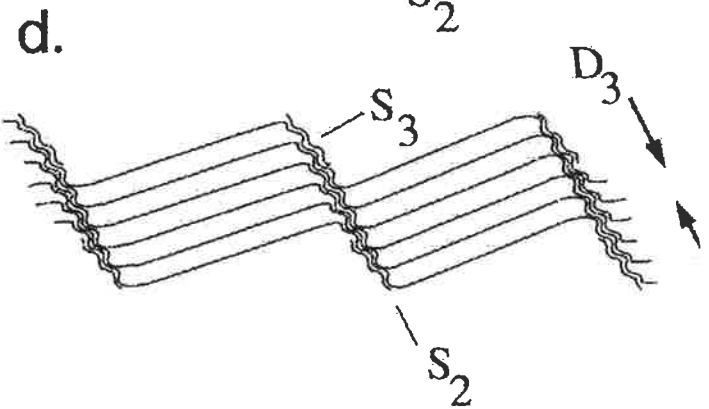
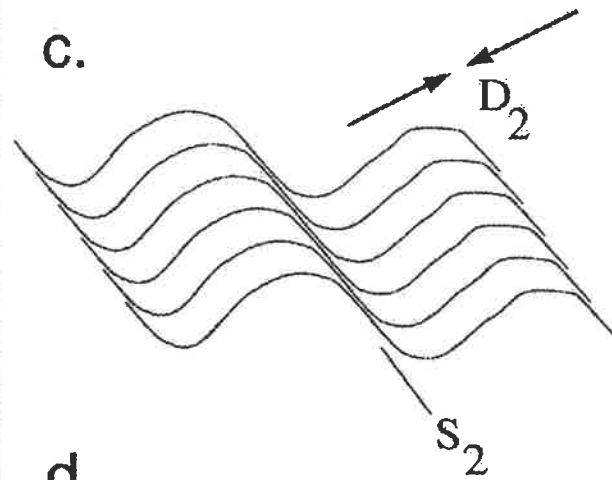
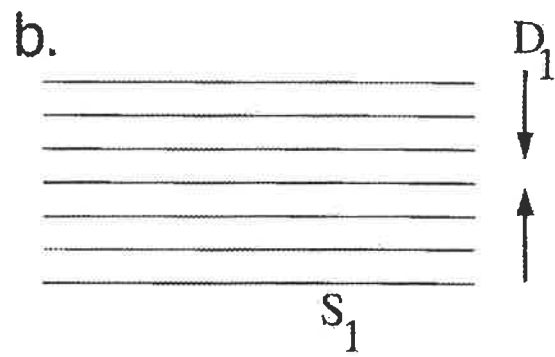
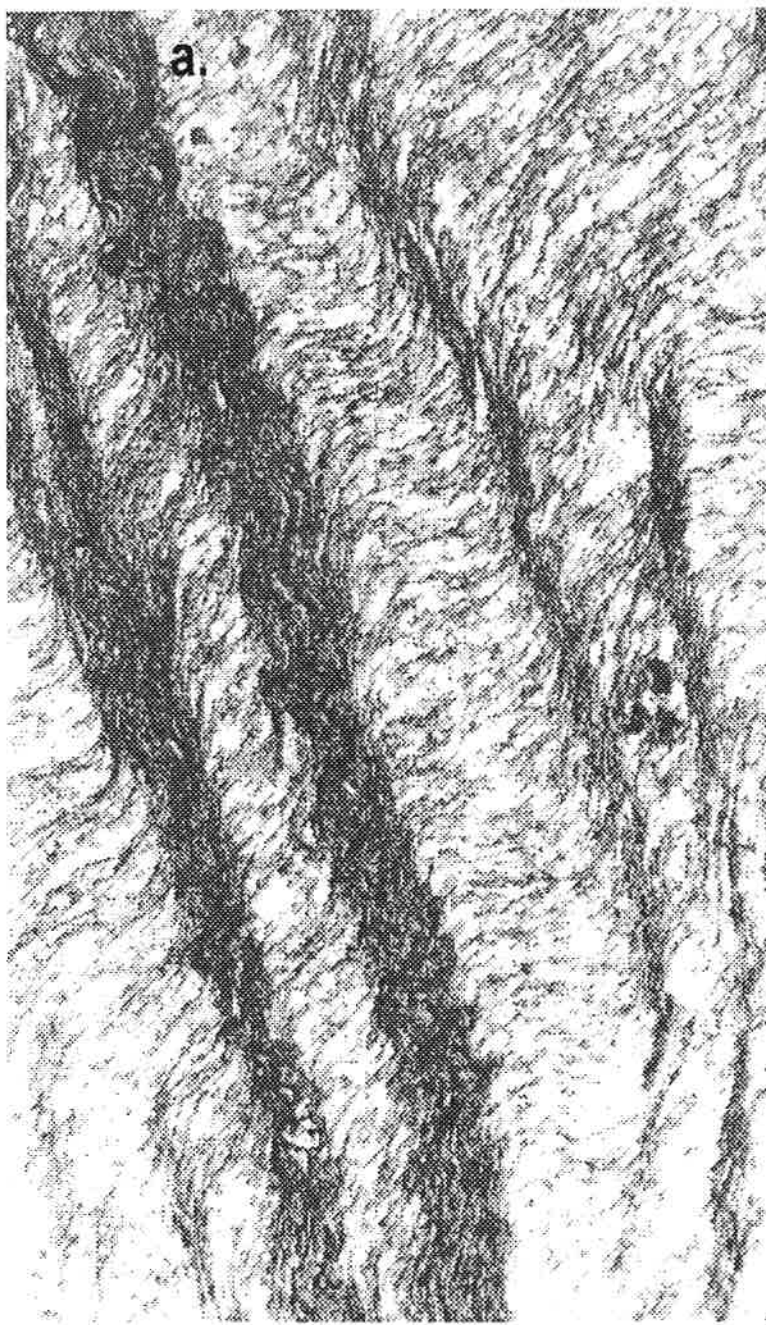
Fácies	Protólito (tipo litológico precursor)		
	Máfico (ígneo)	Pelítico (com quartzo)	Carbonatado
Prehnite-pumpellite	prehnite, pumpellite, clorite, albite, epidoto	ilite/moscovite, clorite, albite, quartzo, stilpnomelano	calcite, dolomite
Xistos verdes	clorite, actinolite, epidoto, albite	clorite, moscovite, quartzo, albite, cloritóide	calcite, dolomite, tremolite, flogopite, epidoto, quartzo
Anfibolítica	hornblenda, andesina, granada, quartzo	granada, biotite, moscovite, estauroilite, silimanite, quartzo	calcite, dolomite, diópsido, plagioclase, volastonite, forsterite, quartzo
Xistos azuis	glaucófano, clorite, jadeite	glaucófano, clorite ou talco, moscovite, quartzo	glaucófano, tremolite, moscovite, aragonite
Granulítica	diópsido, hiperstena, granada, plagioclase intermédia	granada, silimanite/distena, quartzo, ortose, plagioclase intermédia	calcite, diópsido, volastonite, plagioclase, forsterite, quartzo
Eclogítica	granada (piropo), piroxena (onfacite), distena	---	---
Corneanas hornbléndicas	hornblenda, plagioclase, cumingtonite	cordierite, clorite, biotite, moscovite, andaluzite, quartzo	calcite, volastonite, granada (grossulária)
Corneanas piroxénicas	diópsido, hiperstena, plagioclase, olivina, hornblenda	cordierite, andaluzite, quartzo, feldspato potássico	calcite, volastonite, granada (grossulária)

Texturas



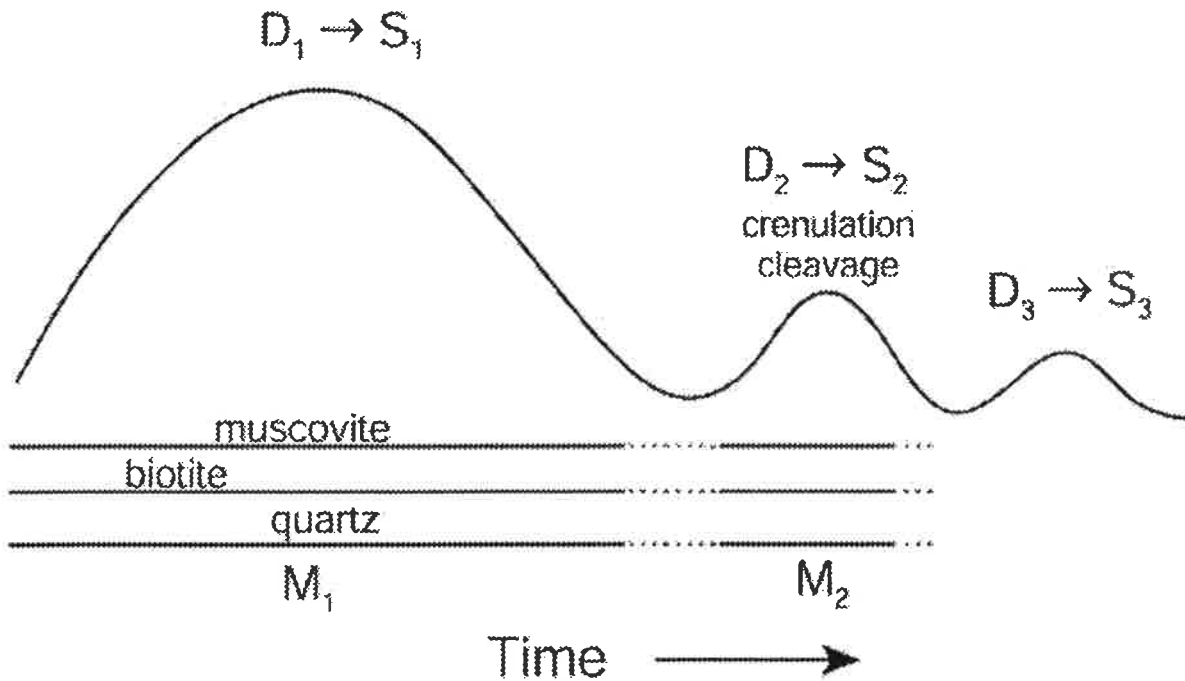
Principais tipos de texturas de rochas metamórficas. Komprobst, 1996.

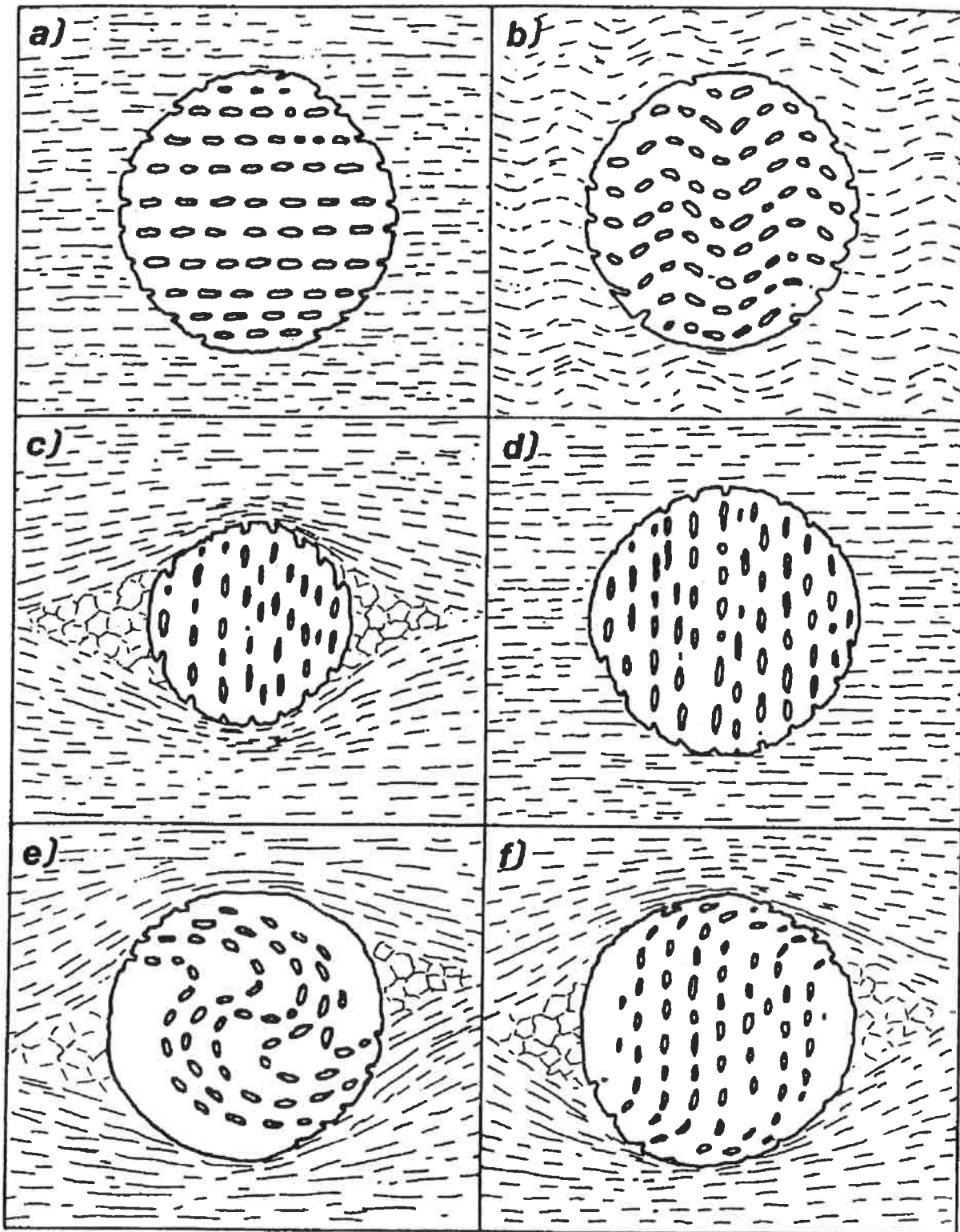
1-Granoblástica. 2-Granoblástica orientada (blastomilomítica). 3-Granolepidoblástica. 4-Granonematoblástica.
5-Porfiroblástica. 6-Porfiroclástica. 7-Simplectítica. (Escala: 1 mm a 1 cm).



Acima, esquerda: Clivagem de crenulação assimétrica (S_2) desenvolvida sobre foliação S_1 . S_2 está por sua vez dobrada (repare-se nas bandas escuras sub-verticais). Largura ~ 2 mm. Acima, direita: análise sequencial do desenvolvimento das texturas. [Passchier and Trouw (1996), in Winter, 2001].

Abaixo: Interpretação gráfica das relações entre deformação (D), metamorfismo (M), formação de minerais e texturas das imagens acima. Winter (2001)





Relações entre foliações internas de porfiroblastos e externas (matriz).

a) e b) – porfiroblastos pós-tectônicos (S_{interna} é paralela a S_{externa})

c) e d) – porfiroblastos pré-tectônicos (preservam uma foliação interna oblíqua em relação à externa);

c) desenvolvimento de sombras de pressão;

e) e f) – porfiroblastos sintectônicos

e) granada em "bola de neve" com rotação de 180° durante o crescimento; f) granada rotacional mais comum

TABLE I
METAMORPHIC ZONATION
OF THE SOUTH PORTUGUESE ZONE

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
META-BASITES				
Prehnite . .				
Pumpellyite .				
Epidote . .				
Actinolite . .				
Hornblende . .				
Chlorite . .				
Stilpnomelane				
White Mica . .				
Albite . .				
Quartz . .				
Calcite . .				
Relict Pyroxene				
META-SEDIMENTS				
Mixed Layer Clay . .				
Kaolinite . .				
Pyrophyllite . .				
Paragonite . .				
Illite . .				
Muscovite . .				
Chlorite . .				
Crystallinity Index	Diagenesis/ /Anchizone	Anchizone/ /Epizone	Epizone	Epizone

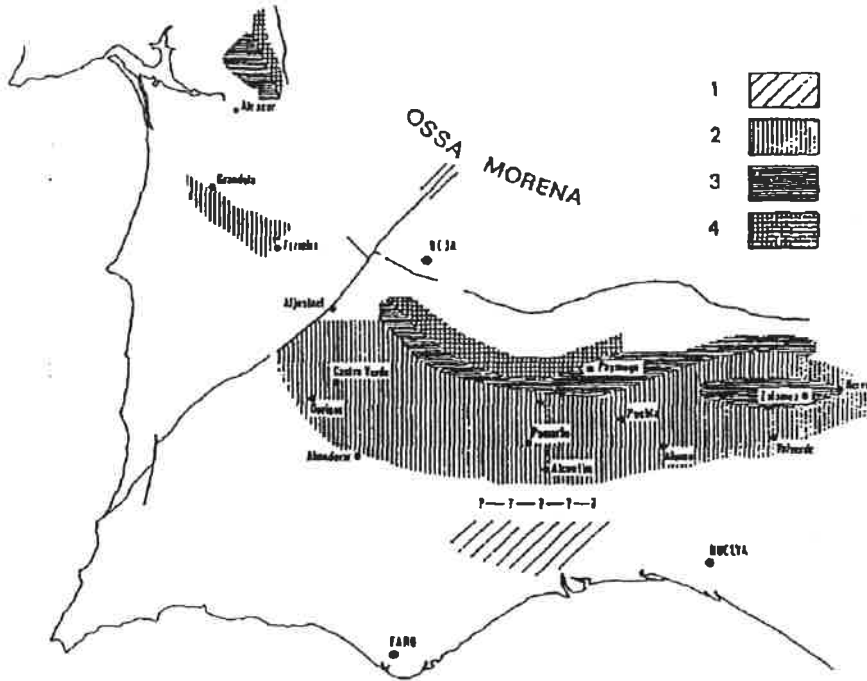


Figure 2—Metamorphic zonation in the Iberian Pyrite Belt. S12: sample location for oxygen isotope analyses (see section 4.3).

J. Munhá, 1983 – Low-grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69, 1, 3-35.