



Rochas Metamórficas

“Fale para a Terra e ela deve te ensinar.”

Jó 11:8

Metamorfismo e sistema Terra 228

Causas do metamorfismo 229

Tipos de metamorfismo 230

Texturas metamórficas 233

Metamorfismo regional e grau metamórfico 237

Tectônica de placas e o metamorfismo 239

Todos estamos familiarizados com as formas pelas quais o calor e a pressão podem transformar os materiais. Se fritarmos a carne crua moída, ela transforma-se em hambúrguer, que é constituído de componentes químicos muito diferentes daqueles do produto cru. Quando cozinhamos uma massa de *waffle*¹ em uma forma de ferro, não apenas aquecemos a massa, mas também aplicamos pressão sobre ela, transformando-a em um sólido rígido. De modo similar, as rochas modificam-se quando submetidas a altas temperaturas e pressões. Na crosta profunda da Terra, a dezenas de quilômetros abaixo da superfície, as temperaturas e as pressões são altas o suficiente para metamorfosear uma rocha, mas não o bastante para derretê-las. Aumentos

de calor e pressão e mudanças no ambiente químico podem alterar a composição mineral e as texturas cristalinas das rochas sedimentares e ígneas, *embora elas permaneçam sólidas o tempo todo*. O resultado é a terceira maior classe de rochas: as **rochas metamórficas**, ou rochas de “forma modificada”, as quais sofreram mudanças na mineralogia, na textura, na composição química ou em todos esses três parâmetros.

As mudanças metamórficas colocam uma rocha preexistente em equilíbrio com os seus novos ambientes. Se transcorrer tempo suficiente, geralmente, de 1 milhão de anos ou mais (um tempo curto para os padrões geológicos), a rocha modifica-se mineralógica e texturalmente até ficar em equilíbrio com as novas temperaturas e pressões. Um calcário fossilífero, por exemplo, pode ser transformado em um mármore branco no qual não permanecem resquícios de fósseis. A composição química e mineralógica da rocha pode permanecer inalterada, porém, sua textura pode ter mudanças drásticas, de cristais de calcita pequenos a cristais grandes intercrescidos. O folhelho, que é uma rocha com boa estratificação e de grãos tão finos que os minerais individuais não podem ser reconhecidos a olho nu, pode se tornar um xisto, no qual o acamamento original é obscurecido e a textura é dominada por grandes cristais de mica. Nessas transformações metamórficas, tanto a composição mineralógica quanto a textura mudam, porém a composição química geral permanece a mesma.

Os argilominerais são silicatos, porém diferem das micas pelo fato de conterem muitas moléculas de água aprisionadas entre as camadas de silicatos na estrutura do cristal. Durante o metamorfismo, a maior parte dessa água é perdida à medida que os argilominerais são transformados em micas. Outras rochas, como aquelas que foram alteradas por calor ou por fluidos derivados de atividade ígnea, têm sua mineralogia,

textura e composição química modificadas. Alguns minerais silicáticos são tão diagnósticos de metamorfismo que a mera presença deles indica que a rocha é metamórfica. Entre esses minerais estão a cianita, a andaluzita e a sillimanita; a estauroлита; a granada; e o epídoto. Outros minerais são comuns em rochas metamórficas, mas também são encontrados em rochas ígneas, como é o caso da granada, do quartzo, da muscovita, do anfíbólio e do feldspato.

Há muitas razões para os geólogos estudarem as rochas metamórficas, porém todas relacionadas a um objetivo comum: *entender como a crosta da Terra evoluiu ao longo da história geológica.*

Este capítulo examinará as causas do metamorfismo, os tipos de metamorfismo que ocorrem sob certos conjuntos de condições e as origens das várias texturas que caracterizam uma rocha metamórfica.



Metamorfismo e sistema Terra

O metamorfismo, como todos os outros processos geológicos, é parte do sistema Terra. O principal ingrediente para gerar os processos metamórficos é o calor interno da Terra, que con-

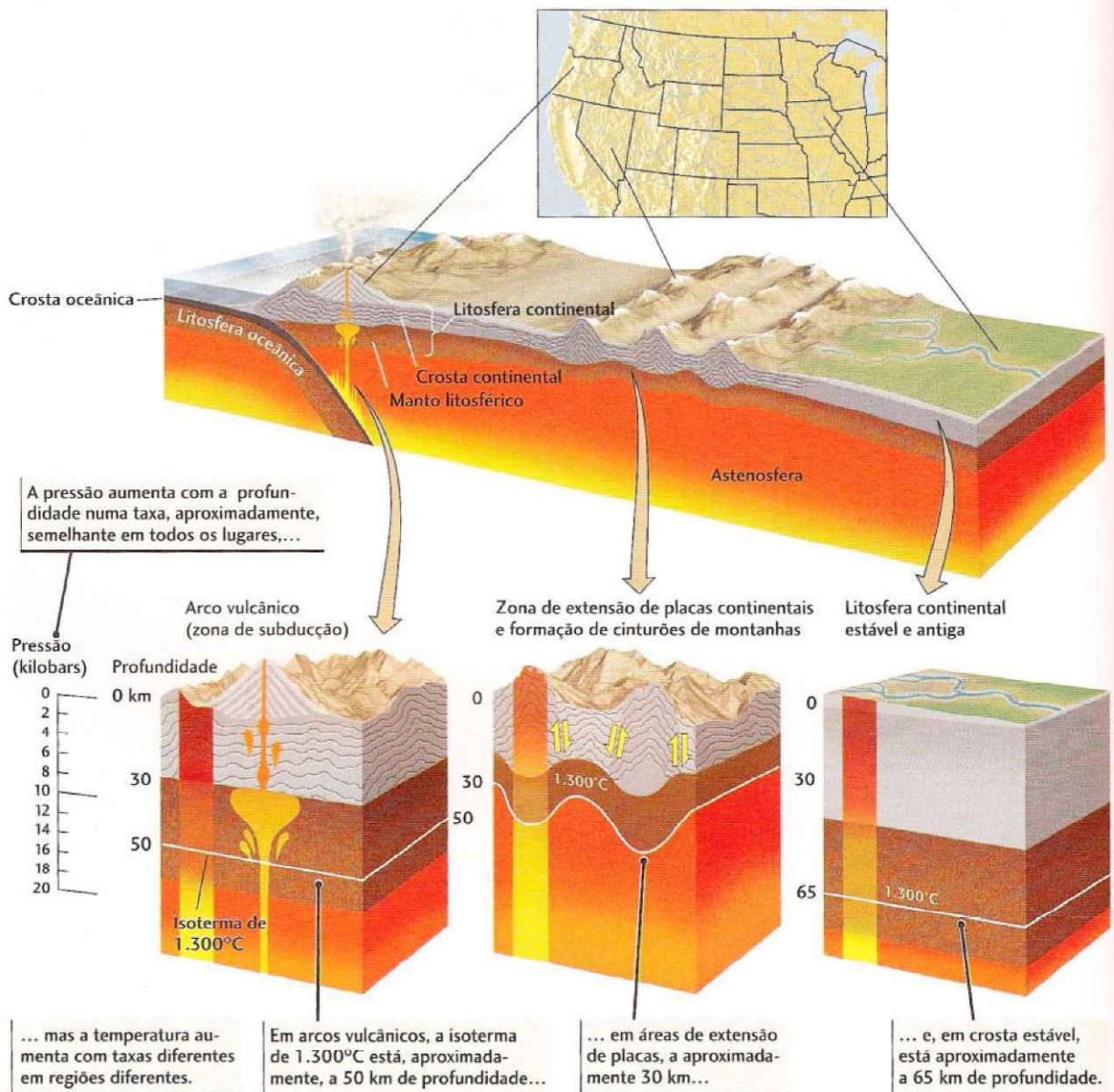


Figura 9.1 A pressão e a temperatura aumentam com a profundidade em todas as regiões, como mostrado nestes blocos-diagramas que representam, da esquerda para a direita, uma região vulcânica, uma região continental e uma região de litosfera continental estável e antiga. A pressão aumenta com a

profundidade mais ou menos na mesma taxa em todos os lugares, mas a temperatura aumenta com taxas diferentes em regiões diferentes. (A pressão é medida em kilobar; 1 kilobar é aproximadamente igual a mil vezes a pressão atmosférica da superfície terrestre.)

As transformações das rochas que dependem da variação de temperatura. Assim, o calor interior da Terra fornece energia às reações do sistema Terra que governam os processos metamórficos e ígneos. Como veremos mais adiante neste capítulo, o metamorfismo resulta na liberação de vapor d'água, dióxido de carbono e outros gases. Esses gases escapam para a superfície e contribuem para a atmosfera, afetando assim os processos que dependem da composição atmosférica, como o intemperismo.



Causas do metamorfismo

Os sedimentos e as rochas sedimentares pertencem aos ambientes da superfície da Terra, enquanto as rochas ígneas resultam das fusões da crosta inferior e do manto. As rochas metamórficas expostas na superfície são resultantes, principalmente, de processos que atuam nas rochas em profundidades variáveis, desde a crosta superior até a crosta inferior. A maioria delas formou-se em profundidades entre 10 e 30 km, ou seja, entre as regiões mediana e inferior da crosta. Embora o metamorfismo aconteça principalmente em profundidade, ele pode ocorrer, também, na superfície terrestre. Podemos ver mudanças metamórficas em superfícies cozidas de solos e sedimentos, situados logo abaixo de derrames de lavas vulcânicas.

O calor e a pressão internos da Terra e a composição dos fluidos são os três principais fatores que controlam o metamorfismo. A contribuição da pressão é o resultado de forças verticais, exercidas pelo peso das rochas sobrepostas, e de forças horizontais, desenvolvidas quando as rochas são deformadas.

A temperatura aumenta com a profundidade, em diferentes taxas e em diferentes regiões da Terra, de 20 a 60°C por quilômetro de profundidade (Figura 9.1). Na maior parte da crosta da Terra, as temperaturas aumentam com a profundidade segundo um gradiente de 30°C por quilômetro. Assim, a temperatura será de aproximadamente 450°C em uma profundidade de 15 km, sendo muito mais alta que a temperatura média da superfície, que varia de 10 a 20°C na maioria das regiões. (Continua a discussão de geotermas no Capítulo 21.) A pressão em uma profundidade de 15 km provém do peso de todas as rochas sobrejacentes e o seu valor é de aproximadamente 4 mil vezes a pressão existente na superfície.

Embora essas temperaturas e pressões possam parecer altas, elas correspondem apenas ao intervalo intermediário do metamorfismo, como mostra a Figura 9.2. Referimo-nos às rochas metamórficas formadas sob temperaturas e pressões mais baixas de regiões crustais rasas como *rochas de baixo grau* e, aquelas formadas em zonas mais profundas, em temperaturas e pressões mais altas, como *rochas de alto grau*. À medida que o grau do metamorfismo muda, as assembléias minerais das rochas metamórficas também mudam, permitindo aos geólogos definir um conjunto de *fácies metamórficas*, as quais descreveremos mais adiante.

O papel da temperatura

O calor afeta imensamente a mineralogia e a textura das rochas. No Capítulo 5, aprendemos sobre a importância da influência do calor na quebra de ligações químicas e na alteração das estruturas dos cristais das rochas ígneas. O calor tem

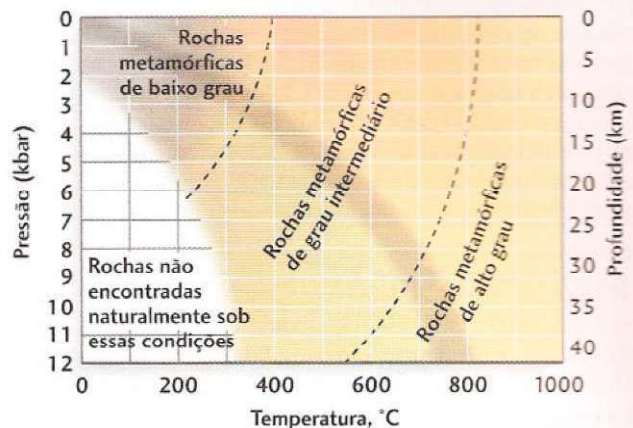


Figura 9.2 Temperaturas, pressões e profundidades em que se formam as rochas metamórficas de grau baixo a alto. A faixa escura mostra a variação da temperatura e da pressão de acordo com a profundidade, na maior parte da área continental.

um papel igualmente importante na formação de rochas metamórficas. Por exemplo, os processos da tectônica de placas podem mover os sedimentos e as rochas da superfície terrestre para o seu interior, onde as temperaturas são mais altas. Quando a rocha se ajusta à nova temperatura, seus átomos e íons reorganizam-se, ligando-se em novos arranjos e criando novas assembléias minerais. Muitos dos novos cristais vão ficar maiores do que eram na rocha original. Se ocorrer deformação ao mesmo tempo, a rocha pode tornar-se bandada,² à medida que minerais de diferentes composições são segregados em planos separados. (Ver Capítulo 5, já referido na abertura deste parágrafo.)

O aumento da temperatura, com o aumento da profundidade, é chamado de *gradiente geotérmico*. O gradiente geotérmico varia dependendo do ambiente tectônico, mas, em média, situa-se em torno de 30°C por quilômetro de profundidade. Em áreas onde a litosfera continental foi adelgada por extensão das placas, como na Grande Bacia³ em Nevada (EUA), o gradiente geotérmico é *alto* (por exemplo, 50°C/km). Em áreas onde a litosfera continental é velha e espessa, como no centro da América do Norte, o gradiente geotérmico é *baixo* (por exemplo, 20°C/km) (ver Figura 9.1). Quando as rochas sedimentares contendo argilominerais são soterradas cada vez mais profundamente, os argilominerais começam a se recrystalizar e formar novos minerais, como as micas. Com o soterramento adicional até profundidades e temperaturas maiores, as micas tornam-se instáveis e começam a se recrystalizar em novos minerais, como a granada. Vemos, então, que, devido ao fato de diferentes minerais recrystalizarem-se e permanecerem estáveis em diferentes temperaturas, o geólogo metamórfico, assim como o geólogo ígneo, pode usar a composição da rocha como um tipo de *geotermômetro* para medir a temperatura em que ela se formou. A partir de uma assembléia específica de minerais em uma rocha metamórfica, o geólogo pode inferir a temperatura na qual a rocha se formou.

Os processos da tectônica de placas, como a subducção e a colisão continental, que transportam rochas e sedimentos para

as profundezas quentes da crosta, são os principais mecanismos para a formação da maioria das rochas metamórficas. Além disso, pode ocorrer metamorfismo limitado onde as rochas adjacentes a plútons recentemente intrudidos são submetidas a temperaturas elevadas. O calor é localmente intenso, porém não penetra profundamente. Os pulsos de calor produzidos por plútons intrudidos podem alterar metamorficamente as rochas encaixantes próximas, porém a extensão do efeito é localizada.

O papel da pressão

A pressão, como a temperatura, muda a textura da rocha, como também a sua mineralogia. A rocha sólida é submetida a dois tipos básicos de pressão, também chamada de **tensão**.

1. A **pressão confinante** é uma força geral aplicada igualmente em todas as direções, como a pressão que o nadador sente quando submerge numa piscina. Do mesmo modo que um nadador que mergulha até profundidades maiores da piscina, uma rocha descendo para profundidades maiores da crosta será submetida a uma pressão confinante progressivamente maior.

2. A **pressão dirigida** é a força exercida em uma direção particular, como quando uma bola de argila é apertada entre o polegar e o indicador. A pressão dirigida ou **tensão diferencial** é geralmente concentrada em algumas zonas ou ao longo de planos discretos. A força compressiva que ocorre quando as placas convergem é uma forma de pressão dirigida e resulta na deformação das rochas próximas aos limites de placas. O calor reduz a resistência da rocha e, dessa forma, a pressão dirigida provavelmente causa dobramento intenso e deformação das rochas metamórficas em cinturões de montanhas, onde as temperaturas são altas. As rochas submetidas à tensão diferencial podem ser intensamente deformadas, tornando-se achatadas na direção em que a força é aplicada e alongadas na direção perpendicular à força.

Os minerais metamórficos podem ser comprimidos, alongados ou rotados para alinhar-se em uma direção particular, dependendo do tipo de tensão aplicado às rochas. Assim, a pressão dirigida determina a forma e a orientação dos novos cristais metamórficos, que se originam à medida que os minerais recristalizam-se sob a influência do calor e da pressão. Durante a recristalização das micas, por exemplo, os cristais crescem com os planos das suas estruturas de filossilicatos alinhados perpendicularmente à direção da tensão.

A pressão, como a temperatura, aumenta com a profundidade na Terra. A pressão é geralmente registrada em **kilobars** (1.000 bars, abreviado como kbar) e aumenta a uma taxa de 0,3 a 0,4 kbar por quilômetro de profundidade (ver Figura 9.1). Um bar é aproximadamente equivalente à pressão do ar na superfície da Terra. Um mergulhador que esteja fazendo um passeio na parte mais profunda de um recife de corais, a 10 m, por exemplo, irá experimentar mais 1 bar de pressão. A pressão a que uma rocha é submetida em profundidade, na Terra, é decorrente da **espessura** das rochas sobrejacentes e da **densidade** dessas rochas.

Minerais que são estáveis em pressões mais baixas, próximas à superfície terrestre, tornam-se instáveis e recristalizam-se para novos minerais devido ao aumento da pressão na crosta profunda. Estudos de laboratório forneceram dados relativos às

pressões necessárias para essas mudanças. Usando esses dados, podemos examinar a mineralogia e a textura das amostras de rochas metamórficas e inferir qual era a pressão na área onde elas foram formadas. Assim, assembléias minerais metamórficas podem ser usadas como medidores de pressão, ou **geobarômetros**. A partir de uma assembléia específica de minerais em uma rocha metamórfica, o geólogo pode delimitar as variações das pressões e, conseqüentemente, da profundidade na qual a rocha foi formada.

O papel dos fluidos

O metamorfismo pode alterar significativamente a mineralogia da rocha, introduzindo ou removendo componentes químicos que se dissolvem na água. Os fluidos hidrotermais produzidos durante o metamorfismo transportam dióxido de carbono dissolvido, como também substâncias químicas como sódio, potássio, sílica, cobre e zinco, que são solúveis em água quente sob pressão. Quando as soluções hidrotermais percolam até as partes rasas da crosta, elas reagem com as rochas nas quais penetram, mudando sua composição química e mineralógica e algumas vezes substituindo completamente um mineral pelo outro, sem mudar a textura da rocha. Esse tipo de modificação na composição da rocha por transporte de fluidos de substâncias químicas dentro ou fora dela é chamado de **metassomatismo**. Muitos depósitos valiosos de cobre, zinco, chumbo e outros metais são formados por esse tipo de substituição química (ver Capítulo 22).

Os fluidos hidrotermais aceleram as reações químicas metamórficas. Os átomos e íons dissolvidos no fluido podem migrar através da rocha e reagir com os sólidos para formar novos minerais. Com a continuidade do metamorfismo, a água reage com a rocha quando ligações químicas entre minerais e moléculas de água formam-se ou quebram-se.

Onde esses fluidos quimicamente reativos se originam? Embora a maioria das rochas pareça ser completamente seca e ter porosidade extremamente baixa, elas comumente contêm fluidos em minúsculos poros (os espaços entre grãos). Esses fluidos derivam da água quimicamente ligada às argilas, e não dos poros sedimentares, a qual é, em grande parte, expelida durante a diagênese. Em outros minerais hidratados, como as micas e o anfibólio, a água faz parte da estrutura cristalina. O dióxido de carbono dissolvido em fluidos hidrotermais é, em grande parte, derivado de carbonatos sedimentares, como os calcários e os dolomitos.



Tipos de metamorfismo

Os geólogos podem reproduzir as condições metamórficas em laboratório e determinar as combinações precisas de pressão, temperatura e condições químicas em que as transformações podem acontecer. Porém, para entender como as combinações particulares se relacionam com a geologia do metamorfismo, ou seja, quando, onde e como essas condições originam-se na Terra, os geólogos caracterizam as rochas metamórficas com base nas circunstâncias geológicas em que foram originadas. Descreveremos essas categorias a seguir. A **Figura 9.3** localiza-as em relação aos principais ambientes da tectônica de placas.

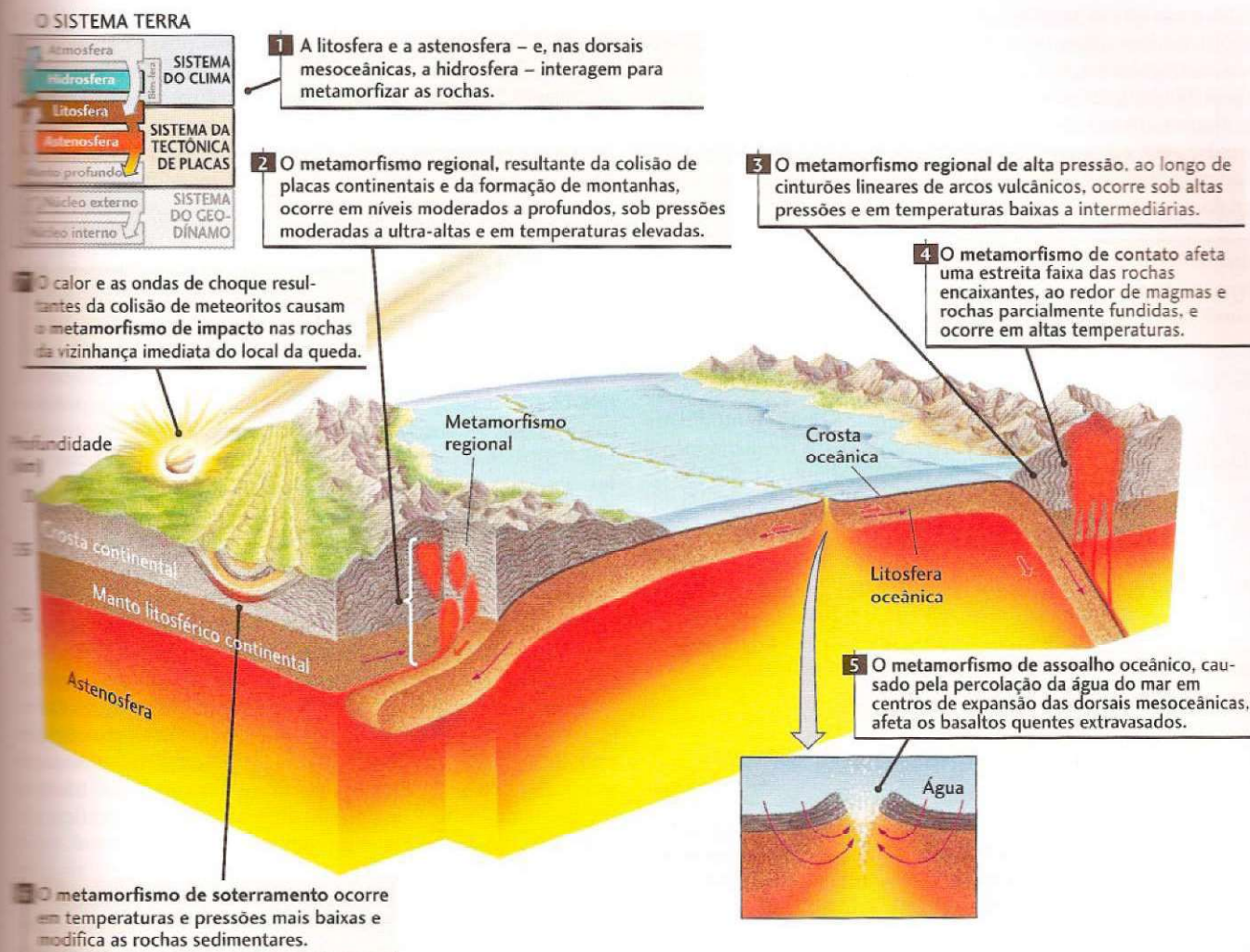


Figura 9.3 Os principais tipos de metamorfismo e os locais onde ocorrem.

Metamorfismo regional

O **metamorfismo regional**,⁴ o tipo de metamorfismo mais comum, ocorre quando alta temperatura e pressão são impostas a grandes partes da crosta. Utiliza-se esse termo para distinguir esse tipo de metamorfismo das mudanças mais localizadas, próximas a intrusões ígneas ou falhas. O metamorfismo regional é uma feição característica de um ambiente de tectônica de placas convergentes. Ele ocorre dentro de arcos de ilhas vulcânicas, como as montanhas dos Andes, na América do Sul, e no núcleo de cadeias de montanhas produzidas durante a colisão de continentes, como as montanhas do Himalaia, na Ásia Central. Esses cinturões de montanhas são freqüentemente feições lineares e, assim, as antigas zonas de metamorfismo regional, bem como as modernas, são freqüentemente lineares na sua distribuição. De fato, os geólogos geralmente interpretam os extensos cinturões de rochas com metamorfismo regional como representando os locais onde se formaram cadeias de montanhas que foram, posteriormente, erodidas ao longo de milhões de anos, expondo as rochas à superfície terrestre.

Alguns cinturões de metamorfismo regional foram originados em altas temperaturas e pressões moderadas a altas, próxi-

mos a arcos vulcânicos formados onde as placas subduzidas mergulham profundamente no manto. O metamorfismo regional sob pressões e temperaturas muito altas ocorre em níveis mais profundos da crosta ao longo de limites onde a colisão de continentes deforma as rochas e onde são soerguidos os altos cinturões de montanhas. Durante o metamorfismo regional, as rochas serão tipicamente transportadas para profundidades significativas da crosta, somente sendo exumadas quando de um subsequente soerguimento e erosão na superfície terrestre. Porém, um entendimento completo dos padrões de metamorfismo regional, incluindo a forma como as rochas respondem às mudanças sistemáticas de temperatura e pressão ao longo do tempo, depende do ambiente tectônico específico. Discutiremos esse tópico mais adiante, neste capítulo.

O metamorfismo de contato

As intrusões ígneas metamorizam as rochas imediatamente circundantes, propagando seu calor para fora, o qual submete os minerais da rocha preexistente a novas condições. Esse tipo de transformação localizada, chamado de **metamorfismo de contato**,⁵ normalmente afeta apenas uma estreita região das ro-

chas encaixantes ao longo do contato. Em muitas rochas metamórficas de contato, principalmente na margem de intrusões rasas, as transformações minerais estão principalmente relacionadas à alta temperatura do magma. Os efeitos de pressão são importantes apenas onde o magma foi intrudido em grandes profundidades. Lá, a pressão não resulta da força feita pela intrusão para abrir seu caminho na rocha encaixante, mas da presença da pressão confinante regional. O metamorfismo de contato causado por extrusivas é limitado a zonas muito estreitas, porque as lavas resfriam-se rapidamente na superfície e seu calor tem pouco tempo para penetrar profundamente nas rochas circundantes e causar as mudanças metamórficas.

O metamorfismo de assoalho oceânico

Um outro tipo de metamorfismo, chamado de **metamorfismo de assoalho oceânico**⁶ ou *metassomatismo*, é frequentemente associado às dorsais meso-oceânicas (ver Capítulo 5). A água do mar, percolando pelos basaltos fraturados e quentes, é aquecida. O aumento de temperatura promove reações químicas entre ela e a rocha, formando basalto alterado, cuja composição química difere sobremaneira daquela do basalto original. O metamorfismo resultante da percolação de fluidos de alta temperatura também ocorre nos continentes, quando os fluidos que circulam próximos às intrusões ígneas metamorfizam as rochas encaixantes.

Outros tipos de metamorfismo

Há outros tipos de metamorfismo que originam pequenas quantidades de rochas metamórficas. Alguns deles, como o metamorfismo de pressão ultra-alta, são extremamente importantes para ajudar os geólogos a entender as condições existentes nas grandes profundidades da Terra.

Metamorfismo de baixo grau (soterramento) Recorde-se do Capítulo 8 que, quando as rochas sedimentares são gradualmente soterradas durante a subsidência crustal, elas se aquecem lentamente à medida que entram em equilíbrio com a temperatura da crosta ao redor delas. Nesse processo, a diagênese altera sua mineralogia e textura. A diagênese grada para o **metamorfismo de baixo grau**, ou de **soterramento**, o qual é causado pelo aumento progressivo da pressão exercida pela pilha crescente de sedimentos e rochas sedimentares sobrepostas e pelo aumento do calor associado à crescente profundidade de soterramento.

Dependendo do gradiente geotérmico local, o metamorfismo de baixo grau inicia-se tipicamente em profundidades de 6 a 10 km, onde as temperaturas variam entre 100 e 200°C e as pressões são menores que 3 kbar. Esse conhecimento é de grande importância para a indústria de petróleo e gás, que denomina de “embasamento econômico” o nível onde se inicia o metamorfismo de baixo grau. Os poços de petróleo e gás são raramente perfurados abaixo dessa profundidade, porque temperaturas acima de 130°C convertem a matéria orgânica aprisionada nas rochas sedimentares em metano e dióxido de carbono, em vez de petróleo e gás natural.

Metamorfismo de alta pressão e de pressão ultra-alta As rochas metamórficas formadas em altas pressões (8-12 kbar)

e pressões ultra-altas (maiores que 28 kbar) são raramente expostas à superfície para que os geólogos possam estudá-las. Essas rochas são incomuns, pois se formam em profundidades tão grandes que levam muito tempo para serem recicladas de volta à superfície. A maioria das rochas de alta pressão forma-se em zonas de subducção, onde os sedimentos raspados da placa oceânica que está afundando são levados até profundidades de mais de 30 km, onde experimentam pressões acima de 12 kbar.

Até bem pouco tempo atrás (nos últimos 20 anos), os geólogos reconheceram que as rochas metamórficas que antigamente se localizavam na base da crosta podem, às vezes, ser encontradas na superfície. Essas rochas, chamadas de **eclogitos**, comumente contêm minerais como a *coesita* (uma forma de quartzo muito densa e de alta pressão), que indica pressões maiores que 28 kbar, sugerindo profundidades superiores a 80 km. Tais rochas formaram-se sob temperaturas moderadas a altas, variando até 800 a 1.000°C. Em alguns casos, essas rochas contêm *diamantes microscópicos*, indicativos de pressões maiores que 40 kbar e profundidades de mais de 120 km! Surpreendentemente, afloramentos dessas rochas metamórficas de pressão ultra-alta cobrem áreas com dimensões maiores que 400 km de comprimento e 200 km de largura. As únicas outras duas rochas conhecidas que vêm dessas profundidades são os diatremas e kimberlitos (ver Capítulo 6), rochas ígneas que formam *pipes*⁷ estreitos de poucas centenas de metros de extensão. Os geólogos concordam que essas rochas são formadas por erupções “vulcânicas”, embora de profundidades muito incomuns. Por outro lado, os mecanismos necessários para trazer as rochas metamórficas de pressão ultra-alta para a superfície são intensamente debatidos. Na interpretação mais comum, essas rochas representam fragmentos do bordo frontal de continentes que sofreram subducção durante a colisão e que, posteriormente, retornaram (por meio de algum mecanismo desconhecido) para a superfície antes que tenham tido tempo de recrystalizar a pressões mais baixas.

Metamorfismo de impacto O **metamorfismo de impacto** ocorre quando um meteorito colide com a Terra. Os meteoritos são fragmentos de cometas ou asteróides que foram atraídos pelo campo gravitacional terrestre. Durante o impacto, a energia representada pela massa e pela velocidade dos meteoritos é transformada em calor e ondas de choque, que passam pela rocha encaixante impactada. A rocha encaixante pode ser fragmentada e até mesmo parcialmente fundida para produzir *tektitos*, os quais se parecem com gotículas de vidro. Em alguns casos, o quartzo é transformado em *coesita* e *stishovita*, duas de suas formas de alta pressão.

A maioria dos grandes impactos na Terra não deixou nenhum rastro do meteorito porque esses corpos costumam ser destruídos na colisão. Entretanto, a ocorrência de *coesita* e de crateras com texturas de fraturamento em franja características comumente fornece evidências-chave dessa colisão. A atmosfera densa da Terra causa a queima da maioria dos meteoros antes do impacto na sua superfície e, assim, o metamorfismo de impacto é raro aí. Porém, na superfície da Lua, o metamorfismo de impacto é pervasivo. Ele é caracterizado por pressões extremamente altas, de muitas dezenas a centenas de kilobars.

A tectônica de placas e os tipos de metamorfismos

A tectônica de placas fornece um arcabouço para o entendimento das rochas metamórficas. Os diferentes tipos de metamorfismo têm probabilidade de ocorrer nos distintos ambientes tectônicos (ver Figura 9.3):

- **Interior das placas** Metamorfismo de contato, metamorfismo de soterramento e, talvez, metamorfismo regional, que pode ocorrer na base da crosta. O metamorfismo de impacto, provavelmente, é preservado nesse ambiente, por causa da grande área exposta no interior das placas.

- **Margens de placas divergentes** Metamorfismo de assoalho oceânico e metamorfismo de contato, ao redor de plútons intrudidos na crosta oceânica, são encontrados em margens de placas divergentes.

- **Margens de placas convergentes** Metamorfismo regional, metamorfismo de alta pressão e pressão ultra-alta, metamorfismo de contato, ao redor de plútons intrudidos, são encontrados em margens de placas convergentes.

- **Margens de placas transformantes** Em ambientes oceânicos, pode ocorrer metamorfismo de assoalho oceânico. Tanto em ambientes oceânicos e continentais, ocorre o cisalhamento extensivo ao longo do limite das placas, produzindo deformação com textura *cataclástica*, em níveis rasos, e deformação com textura *milonítica*, em níveis profundos da crosta. (A deformação será discutida no Capítulo 11.)



Texturas metamórficas

O metamorfismo imprime novas texturas nas rochas que altera a **Figura panorâmica 9.4**). A textura da rocha metamórfica é determinada pelos tamanhos, formas e arranjos de seus cristais constituintes. Algumas texturas metamórficas dependem dos tipos de minerais formados, como as micas, que são placóides. A variação no tamanho de grão é também importante. Em geral, considera-se que o tamanho dos cristais aumenta proporcionalmente com o aumento do grau metamórfico. Cada variedade textural revela alguma coisa sobre o processo metamórfico que a criou.

Foliação e clivagem

A feição textural mais proeminente das rochas de metamorfismo regional é a **foliação**, um conjunto de superfícies paralelas, planas ou onduladas, produzidas pela deformação. Essas superfícies ou planos de foliação podem cortar o acamamento em qualquer ângulo ou ser paralelas a ele (Figura panorâmica 9.4a).

A principal causa da foliação é a presença de minerais placóides, principalmente as micas e a clorita. Os minerais placóides tendem a se cristalizar como cristais delgados em forma de placas. Os planos de todos os cristais placóides são alinhados paralelos à foliação, um alinhamento chamado de *orientação preferencial* dos minerais (Figura panorâmica 9.4b). Quando

os minerais placóides cristalizam-se, a orientação preferencial é geralmente perpendicular à direção principal das forças de compressão da rocha, e ela é deformada durante o metamorfismo. Os minerais preexistentes podem adquirir a orientação preferencial e, assim, produzir a foliação por rotação, até ficarem paralelos ao plano desenvolvido.

Os minerais cujos cristais são alongados, em forma de lápis, tendem a assumir uma orientação preferencial durante o metamorfismo e, normalmente, alinham-se paralelos ao plano da foliação. As rochas que contêm anfibólios em abundância, tipicamente as vulcânicas máficas metamorfizadas, têm esse tipo de textura.

A forma mais comum de foliação é vista na ardósia, que é facilmente partida em superfícies lisas e paralelas, como se fossem folhas delgadas. Essa *clivagem ardósiana* (não confundir com a clivagem de um mineral como a moscovita) desenvolve-se ao longo de intervalos mais ou menos delgados e regulares em uma rocha.

A classificação das rochas foliadas

As **rochas foliadas** são classificadas de acordo com quatro critérios principais (Figura panorâmica 9.4c):

1. O tamanho de seus cristais
2. A natureza da sua foliação
3. A intensidade com que seus minerais são segregados em bandas mais claras e mais escuras
4. Seu grau metamórfico

A Figura panorâmica 9.4b mostra exemplos dos principais tipos de rochas foliadas. Em geral, a foliação progride de uma textura para outra, refletindo o aumento na temperatura e na pressão. Nessa progressão, um folhelho pode ser metamorfozido primeiramente para uma ardósia, passando para um filito, depois para um xisto, em seguida, para um gnaisse e, finalmente, para um migmatito.

Ardósia As **ardósias** são as rochas foliadas de mais baixo grau. Elas têm grãos tão finos que seus minerais individuais não podem ser vistos facilmente sem um microscópio. Elas são comumente produzidas pelo metamorfismo de folhelhos ou, com menos frequência, de depósitos de cinzas vulcânicas. As ardósias geralmente variam de cinza-escuro a preto, sendo coloridas por pequenas quantidades de matéria orgânica originalmente presentes no folhelho parental. Os pedreiros de ardósias aprenderam há muito tempo a reconhecer essa foliação e usam isso para fazer chapas de ardósia, grossas ou delgadas, para serem usadas como telhas e quadros-negros. Ainda hoje são utilizadas lajes planas de ardósia para pavimentar caminhos, principalmente onde ela é abundante.

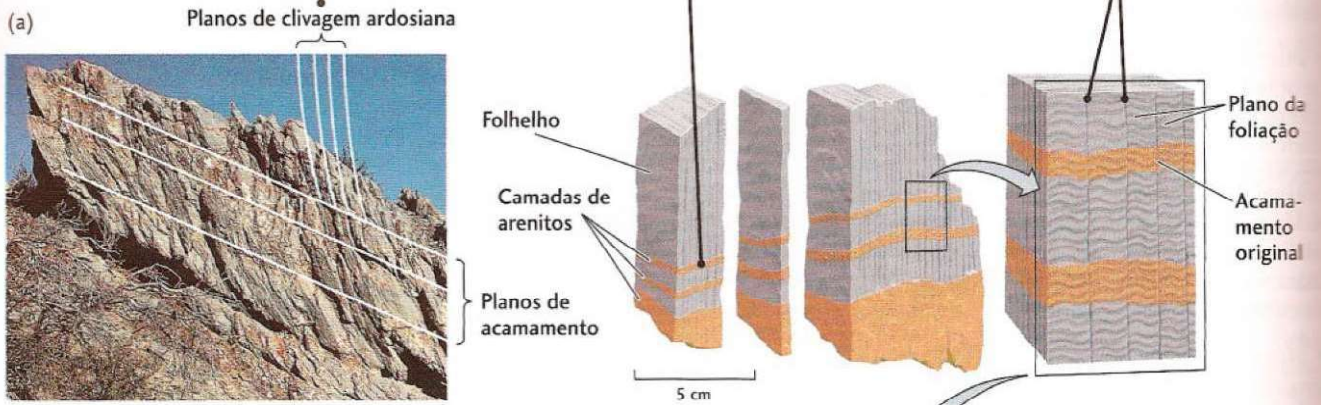
Filito Os **filitos** são de grau levemente mais alto que as ardósias, mas são similares em suas características e origem. Eles tendem a ter um brilho mais ou menos lustroso, resultando de cristais de mica e clorita que cresceram um pouco maiores que os da ardósia. Os filitos, como as ardósias, tendem a se partir em folhas delgadas, mas menos perfeitamente que elas.

O METAMORFISMO REGIONAL MUDA A TEXTURA DAS ROCHAS

1 O metamorfismo causa a formação de planos de clivagem ardosiana, perpendiculares aos planos de acamamento, em rochas sedimentares, como os folhelhos.

2 O acamamento original em uma amostra pode ser visto a partir das camadas delgadas mais arenosas.

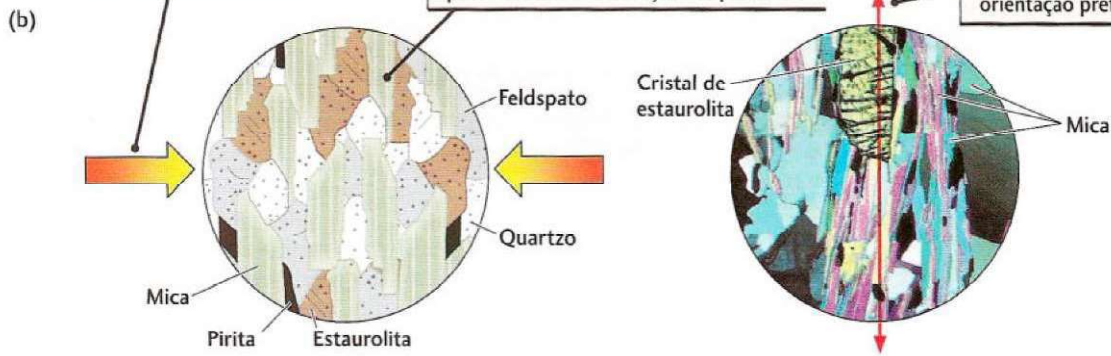
3 O metamorfismo regional gera superfícies de clivagem – foliação – no folhelho, formando uma ardósia.



4 A foliação é o resultado de forças compressivas.

5 Os cristais da rocha crescem ou são deformados para se tornarem alongados perpendicularmente às forças compressivas.

6 As rochas foliadas desenvolvem-se porque contêm minerais placóides, que se alinham ao longo da orientação preferencial.



7 Quando a intensidade do metamorfismo aumenta, o mesmo acontece com o tamanho do cristal e a espessura da foliação.



8 As rochas foliadas são classificadas pela intensidade da clivagem, pela xistosidade e pelo bandamento, o qual corresponde à intensidade do metamorfismo.



Xisto Em baixos graus de metamorfismo, os cristais de minerais placóides são geralmente muito pequenos para serem visíveis a olho nu, e a foliação é pouco espaçada e as camadas são muito delgadas. Quando as rochas metamórficas são mais intensamente metamorfizadas (em grau mais alto), os cristais placóides crescem o suficiente para serem visíveis a olho nu, e os minerais tendem a segregar-se em bandas mais claras e mais escuras. Esse arranjo paralelo dos minerais em folhas produz a foliação penetrativa, espessa e ondulada, chamada de xistosidade, a qual caracteriza os **xistos**, que estão entre os tipos de rochas metamórficas mais abundantes. Eles contêm mais de 50% de minerais placóides, principalmente micas, como a muscovita e a clorita. Os xistos podem conter camadas delgadas de quartzo, feldspato ou ambos, dependendo da quantidade de quartzo do protólito original.

Gnaisse Uma foliação ainda mais espessa é mostrada pelos gnaisses de alto grau, que são rochas de coloração clara, com bandas espessas de minerais claros e escuros segregados na rocha. O bandamento dos gnaisses em camadas claras e escuras resulta da segregação de quartzo e feldspato, de coloração clara, e anfibólios e outros minerais máficos, de coloração escura. Os gnaisses são rochas de grão grosso e a razão entre os minerais granulares e os placóides é maior do que nas ardósias ou nos xistos. O resultado é uma foliação fraca e, assim, com pequena tendência para se partir. Sob condições de alta pressão e temperatura, as assembléias minerais das rochas de grau mais baixo, contendo micas e cloritas, transformar-se-ão em novas assembléias dominadas por quartzo e feldspato, com menos quantidades de micas e anfibólios.

Migmatito Em temperaturas mais altas que as necessárias para produzir gnaisses, a rocha encaixante pode começar a se fundir. Nesse caso, como nas rochas ígneas (ver Capítulo 5), os primeiros minerais a se fundir serão os de menor temperatura de fusão. Portanto, apenas parte da rocha encaixante se fundirá, e a fusão pode migrar apenas por uma pequena distância antes de esfriar-se novamente. As rochas produzidas desse modo são muito deformadas e contorcidas e são penetradas por muitos veios e pequenas lentes, algumas com formas de navetas, de rochas fundidas. O resultado é uma mistura de rochas ígneas e metamórficas chamada de **migmatito**. Alguns migmatitos são principalmente metamórficos, com apenas uma proporção pequena de material ígneo. Outros foram tão afetados pela fusão que são considerados quase completamente ígneos.

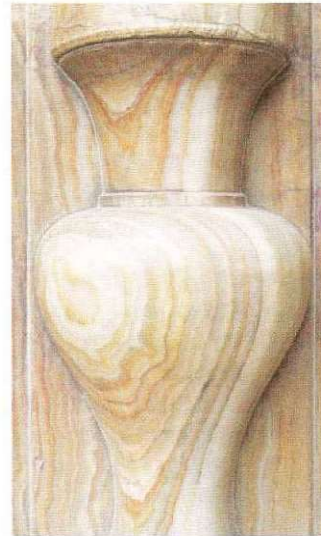
Rochas granoblásticas

As **rochas granoblásticas** são compostas principalmente por cristais que cresceram em formas equidimensionais, como cubos e esferas, em vez de formas placóides ou alongadas (Figura 9.5). Essas rochas podem resultar de um metamorfismo em

Figura panorâmica 9.4 Clivagem ardósiana, a forma mais familiar de foliação, desenvolvida ao longo de intervalos delgados e irregulares. (a) Esse afloramento, no sudoeste de Montana (EUA), mostra a clivagem ardósiana. [Martin Miller] (b) A fotomicrografia de xisto mostra a orientação preferencial dos cristais de mica e estauroлита. [S. Dobos] (c) e (d) Classificação



Quartzito



Mármore

Figura 9.5 Rochas metamórficas granoblásticas (não-foliadas). (a) Quartzito. [Breck P. Kent] (b) Mármore. [Diego Lezama Orezza/Corbis]

que a deformação estava ausente, como o metamorfismo de contato. Entre as rochas granoblásticas (não-foliadas) estão o cornubianito, o quartzito, o mármore, o *greenstone*, o anfibolito e o granulito. Todas as rochas granoblásticas, excluindo o cornubianito, são definidas por sua composição mineral, em vez de sua textura, porque são de aparência maciça.

O **cornubianito** é uma rocha metamórfica de contato de alta temperatura, com tamanho de grão uniforme, que sofreu pouca ou nenhuma deformação. Seus cristais placóides ou alongados são orientados aleatoriamente e não têm textura foliada. Os cornubianitos têm uma textura granular dominante, embora comumente contenham piroxênio, que forma cristais alongados, e algumas micas.

de rochas foliadas. A clivagem, a xistosidade e o bandamento geralmente não correspondem à direção da estratificação original da rocha sedimentar. [Ardósia: Andrew J. Martinez/Photo Researchers. *Filito*: cortesia de Kurt Hollocher, Union College. *Xisto*: Biophoto Associates/Photo Researchers. *Gnaisse*: Breck P. Kent. *Migmatito*: Kip Hodges]

Os **quartzitos** são rochas muito duras, não-foliadas e, geralmente, brancas, derivadas de arenitos ricos em quartzo. Alguns quartzitos são maciços, sem preservação de acamamento ou foliação. Outros contêm bandas delgadas de ardósias ou xistos, relíquias da intercalação original de camadas de argilas ou folhelhos.

Os **mármore**s são os produtos metamórficos da ação do calor e da pressão sobre os calcários e dolomitos. Alguns mármore brancos e puros, como o famoso mármore italiano de Carrara, apreciado pelos escultores, mostram uma textura lisa, homogênea, de cristais intercrescidos de calcita com tamanho uniforme. Outros mármore mostram um bandamento irregular ou mosqueado de silicatos ou outras impurezas minerais do calcário original (ver Figura 9.5b).

Os **greenstones**⁸ são rochas vulcânicas máficas metamorfizadas. Muitas dessas rochas de baixo grau são formadas quando as lavas máficas e os depósitos de cinzas reagem com a água do mar e outras soluções percoladoras. Grandes áreas do fundo oceânico são cobertas por basaltos leve ou extensivamente alterados desse modo nas dorsais mesoceânicas. Uma abundância de cloritas confere a essas rochas seu aspecto esverdeado.

O **anfibólito** é uma rocha não-foliada, formada de anfibólio e plagioclásio. Ele é tipicamente o produto do metamorfismo de médio a alto grau de vulcânicas máficas. Os anfibólitos foliados são produzidos quando ocorre deformação.

Os **granulitos**, que são rochas metamórficas de alto grau, têm textura granoblástica. O granulito de mais baixo grau é muitas vezes chamado de *granofels*.⁹ Os *granofels* são rochas de grão médio a grosso, com cristais equidimensionais, e mostram apenas foliação fraca. Eles são formados pelo metamorfismo de folhelhos, arenitos impuros e muitos tipos de rochas ígneas.

Texturas de cristais grandes

Os novos cristais metamórficos podem crescer como cristais grandes, circundados por uma matriz de grão muito fino de ou-



Figura 9.6 Porfiroblastos de granada em uma matriz xistosa. [Chip Clark]

tros minerais. Esses cristais grandes são **porfiroblastos** e são encontrados em rochas de metamorfismo regional e de contato (Figura 9.6). Eles crescem quando os componentes químicos da matriz são reorganizados e, assim, substituem parte da matriz. Os porfiroblastos formam-se quando há um forte contraste entre as propriedades químicas e cristalográficas da matriz e dos porfiroblastos. Esse contraste faz com que os porfiroblastos cresçam mais rapidamente, às expensas da matriz, enquanto os cristais da própria matriz, que crescem mais lentamente,

Quadro 9.1 Classificação das rochas metamórficas com base na textura

Classificação	Características	Nome da rocha	Rocha-fonte típica
Foliada	Distinguida por clivagem ardosiana, xistosidade ou bandamento gnáissico; os grãos minerais mostram orientação preferencial	Ardósia Filito Xisto Gnaisse	Folhelho, arenito
Granoblástica (não-foliada)	Granular, caracterizada por grãos interpenetrados, ¹⁰ grossos ou finos; com pouca ou nenhuma orientação preferencial	Comubianito Quartzito Mármore Argilito Greenstones Anfibólito ^a Granulito ^b	Folhelhos, vulcânicas Arenitos ricos em quartzo Calcário, dolomito Folhelho Basalto Folhelho, basalto Folhelho, basalto
Porfiroblástica	Conjunto de cristais grandes numa matriz fina	Ardósia a gnaisse	Folhelhos

^a Tipicamente contém muito anfibólio, o qual pode mostrar alinhamento de cristais longos e estreitos.

^b Rocha de alta temperatura e de alta pressão.

Os porfiroblastos variam em tamanho, oscilando de poucos milímetros a vários centímetros de diâmetro. Sua composição também varia. A granada e a estaurolita são os dois minerais que comumente formam porfiroblastos, porém muitos outros minerais também podem ser encontrados com essas características. A composição precisa e a distribuição dos porfiroblastos desses dois minerais podem ser usadas para inferir as trajetórias de pressão e temperatura que ocorreram durante o metamorfismo.

O Quadro 9.1 é um resumo das classes texturais das rochas metamórficas e de suas principais características.



Metamorfismo regional e grau metamórfico

As rochas metamórficas são formadas sob uma ampla variação de condições e seus minerais e texturas são índices da pressão e da temperatura da crosta e, também, do local e do tempo em que foram formados. Os geólogos que estudam a formação das rochas metamórficas buscam constantemente determinar a intensidade e o tipo de forma mais preciso do que é indicado pela designação de “baixo grau” e “alto grau”. Para melhor fazer essa distinção, eles lêem os minerais como se fossem medidos em pressão e termômetros. A técnica é mais bem ilustrada por sua aplicação ao metamorfismo regional.

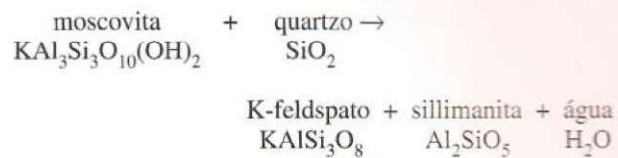
Isógradas minerais: mapeando zonas de transição

Quando os geólogos estudam extensos cinturões de rochas de metamorfismo regional, eles podem ver muitos afloramentos, cada qual mostrando certo conjunto de minerais. Diferentes partes desses cinturões podem ser distinguidas pelos seus *mineral-índice*. Um mineral-índice é o mineral característico que define as zonas metamórficas e que representa uma variação restrita de pressão e temperatura (Figura panorâmica 9.7). Por exemplo, pode-se passar de uma região de folhelhos não-metamorfizados para um cinturão de ardósias fracamente metamorfizadas e, depois, para um cinturão de xistos de alto grau (Figura panorâmica 9.7a). No cinturão de ardósias, um novo mineral, a clorita, aparece. Movendo-se em direção ao aumento do metamorfismo, o geólogo poderá sucessivamente encontrar outras zonas de minerais metamórficos, onde os xistos tornar-se-ão progressivamente mais foliados (Figura panorâmica 9.7b).

Podemos fazer um mapa dessas zonas nos locais onde um grau metamórfico muda para outro. Para isso, os geólogos definem as zonas traçando linhas chamadas *isógradas*, que conectam os lugares onde aparecem os primeiros mineral-índice. As isógradas são usadas na Figura panorâmica 9.7a para mostrar uma série de rochas produzidas por metamorfismo regional de um folhelho. A distribuição de isógradas tende a seguir o padrão estrutural de uma região, tal como as dobras e as falhas revelam-no. Uma isógrada baseada em um único mineral-índice, como a da biotita, é uma boa medida aproximada da pressão e da temperatura do metamorfismo.

Para determinar a pressão e a temperatura mais precisamente, os geólogos examinam um grupo de dois ou três minerais

cujas texturas indicam que se cristalizaram juntos. Por exemplo, a isógrada da sillimanita será representada pela reação química da moscovita e do quartzo para produzir feldspato potássico (K-feldspato) e sillimanita, liberando água (como vapor d'água) no processo:



Muitos grupos de minerais foram cuidadosamente estudados em laboratório para determinar mais exatamente a pressão e a temperatura na qual se formam. O resultado é usado para calibrar o mapeamento de campo de isógradas.

As isógradas revelam a pressão e a temperatura na qual os minerais se formam, assim a sequência de isógradas em um cinturão metamórfico pode diferir daquelas que ocorrem em um outro cinturão. A razão para essas diferenças é que a pressão e a temperatura não aumentam na mesma proporção em todos os ambientes geológicos. Como discutimos anteriormente neste capítulo, a pressão aumenta mais rapidamente que a temperatura em alguns lugares e mais lentamente em outros (ver Figuras 9.1 e 9.2).

Grau metamórfico e composição do protólito

O tipo de rocha metamórfica que resulta de um dado grau de metamorfismo depende parcialmente da composição mineralógica do protólito ou rocha parental. O metamorfismo da ardósia mostrado na Figura panorâmica 9.7b e c revela os efeitos das condições metamórficas nas rochas ricas em argilominerais, quartzo e, talvez, com alguns minerais de carbonato. O metamorfismo das rochas vulcânicas máficas, compostas predominantemente por feldspatos e piroxênio, segue um curso diferente (Figura 9.8a).

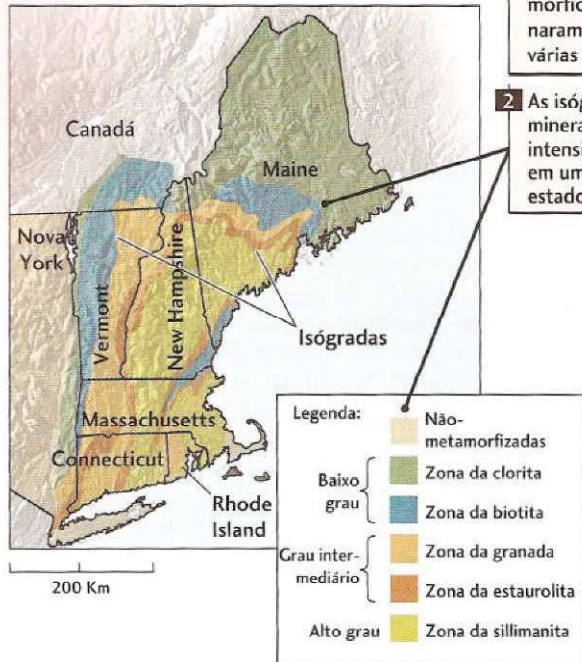
No metamorfismo regional do basalto, por exemplo, a rocha de menor grau caracteristicamente contém vários minerais do grupo da **zeólita**. Os minerais silicáticos dessa classe contêm água em cavidades dentro da estrutura do cristal. Os minerais do grupo da zeólita formam-se por alterações em temperaturas e pressões muito baixas. Assim, as rochas que contêm esse grupo de minerais são identificadas como pertencentes ao grau da zeólita.

Sobrepondo-se ao grau da zeólita, há um grau mais alto de rochas vulcânicas máficas metamorfizadas, o grau **xistos verdes**, cujo mineral abundante inclui a clorita. Após, há o **anfíbólito**, o qual contém uma grande quantidade de anfibólios. O grau mais alto de vulcânicas máficas metamorfizadas compreende os **piroxênio-granulitos**, que são rochas de grão grosso contendo piroxênio e plagioclásio cálcico.

Os piroxênio-granulitos são os produtos do metamorfismo de alto grau, no qual a temperatura é alta e a pressão é moderada. A situação oposta, na qual a pressão é alta e a temperatura é moderada, produz rochas de grau **xisto azul**, com várias composições iniciais, de rochas vulcânicas máficas a rochas sedimentares argilosas. O nome vem da abundância de glaucofânio, um anfibólio azul, presente nessas rochas. Uma outra rocha metamórfica, formada sob pressões extremamente altas e tem-

MINERAIS-ÍNDICE, GRAU E FÁCIES QUE DESCREVEM O METAMORFISMO

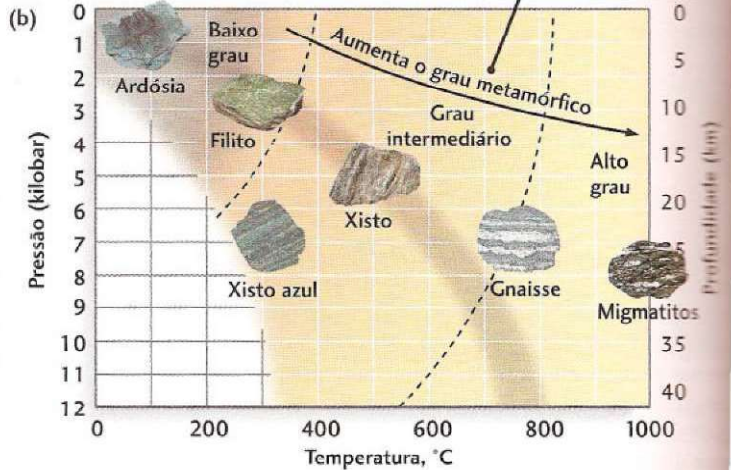
(a)



1 Os minerais-índice definem as zonas metamórficas. Os estudos de laboratório determinaram a temperatura e a pressão nas quais várias rochas e minerais se formaram.

2 As isógradas – linhas que demarcam a transição de um mineral para outro – podem ser usadas para plotar a intensidade do metamorfismo (temperatura e pressão) em uma área como a da Nova Inglaterra (conjunto de estados norte-americanos do mapa à esquerda).

3 Quando as rochas, como a ardósia, são metamorfizadas, progridem de rochas de baixo grau para rochas de alto grau.



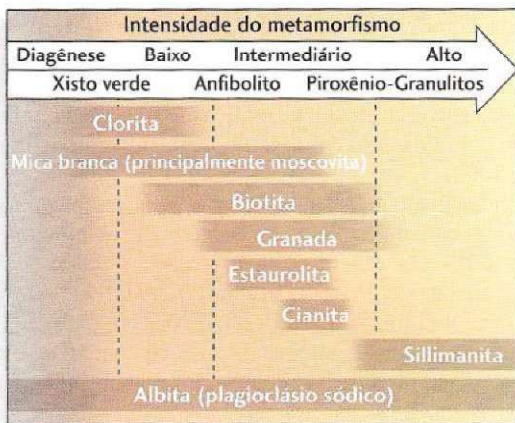
4 Com o aumento do grau metamórfico, a composição mineral muda, e...

5 ... essas suítes minerais definem fácies metamórficas.

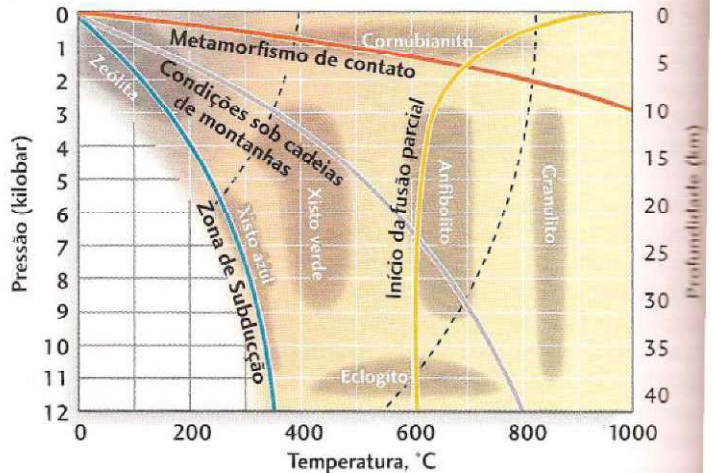
6 As fácies metamórficas correspondem a uma combinação particular de pressão e temperatura,...

7 ... e essas combinações de P e T podem ser usadas para indicar os ambientes tectônicos específicos.

(c)



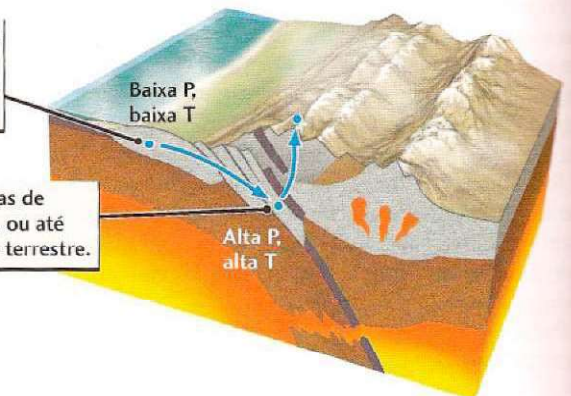
(d)



(e)

8 O transporte tectônico move as rochas por diferentes zonas de pressão e temperatura, dos níveis rasos até os mais profundos da crosta...

9 ... e, então, transporta-as de volta, para a crosta rasa, ou até mesmo para a superfície terrestre.



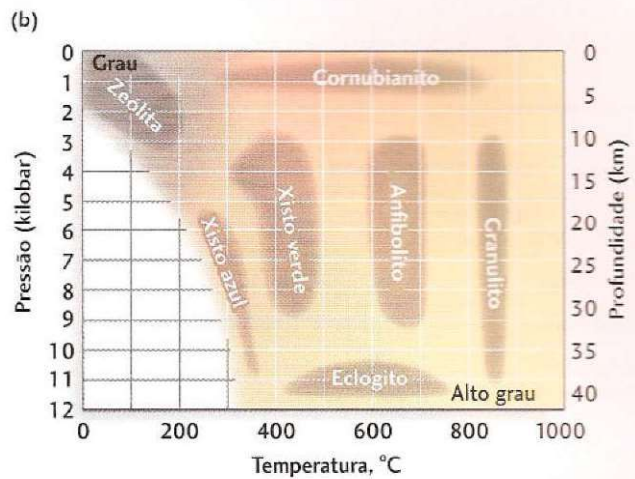
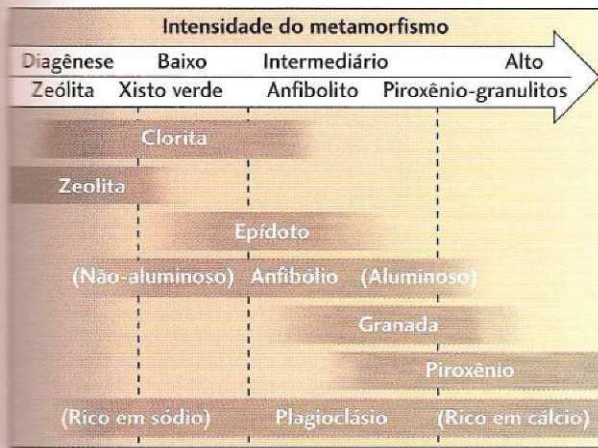


Figura 9.8 (a) Mudanças na composição mineral de rochas máficas, metamorfizadas sob condições que variam de baixo a alto grau. (b) As fácies metamórficas de rochas máficas.

temperaturas moderadas a altas, é o *eclogito*, o qual é rico em granada e piroxênio.

Fácies metamórficas

Podemos pôr todas essas informações sobre graus metamórficos, derivados de rochas parentais de muitas composições químicas diferentes, em um gráfico de temperatura e pressão (ver Figura panorâmica 9.7d e Figura 9.8b). As **fácies metamórficas** são agrupamentos de rochas de várias composições minerais formadas sob diferentes graus de metamorfismo e de condições distintas. Os termos *alto grau* e *baixo grau* são usados para comunicar um sentido geral da intensidade do metamorfismo. Ao designarmos fácies metamórficas particulares, poderemos ser mais específicos sobre a intensidade do metamorfismo preservado nas rochas. Dois pontos essenciais caracterizam o conceito de fácies metamórficas:

1. Diferentes tipos de rochas metamórficas são formados a partir de protólitos de composições diferentes num mesmo grau de metamorfismo.
2. Diferentes tipos de rochas metamórficas são formados sob diferentes graus de metamorfismo a partir de protólitos de mesma composição.

O Quadro 9.2 lista os principais minerais das fácies metamórficas produzidas a partir do folhelho e do basalto. Devido à intensa variação de composição do protólito, não há limites nítidos entre as fácies metamórficas (ver Figura panorâmica 9.7d e Figura 9.8b).

Tectônica de placas e metamorfismo

Logo depois de a teoria da tectônica de placas ter sido proposta, os geólogos começaram a ver como os padrões de metamorfismo se ajustavam dentro do contexto maior de movimentos das placas tectônicas que causavam vulcanismo e **orogênese**. A orogênese significa “construção de montanhas” particularmente pelo dobramento e pelos empurrões das camadas de rocha muitas vezes acompanhados de atividade magmática. Os cinturões de rochas de metamorfismo regional são frequentemente associados à colisão continental que forma as montanhas. Nos núcleos da maioria das cadeias de montanhas do mundo, dos Apalaches aos Alpes, encontramos longos cinturões de sedimentos deformados e rochas vulcânicas metamorfizadas regionalmente que são paralelos às linhas de dobras e falhas nas montanhas.

Figura panorâmica 9.7 (a) Os minerais-índice são usados para determinar as isógradas neste terreno da Nova Inglaterra. (b) As rochas-fonte (folhelhos) foram metamorfizadas como resultado do aumento progressivo de temperatura e pressão. (c) Mudanças na composição mineral de folhelhos metamorfizados sob condições variando de baixo a alto grau. (d) Os vários tipos de rochas metamórficas podem ser agrupados de acordo com as condições de pressão e temperatura sob as quais são formados.

Não há limites retos entre quaisquer dessas fácies. (e) O metamorfismo ocorre quando as rochas são tectonicamente transportadas para níveis mais profundos da crosta e, então, retornam novamente para a superfície. [Ardózia: Andrew]. Martinez/Photo Researchers. *Filito*: Kurt Hollocher. *Xisto azul*: cortesia de Mark Cloos. *Xisto*: Biophoto Associates/Photo Researchers. *Gnaiss*: Breck P. Kent. *Migmatito*: Kip Hodges]

Quadro 9.2 Minerais principais das fácies metamórficas produzidos a partir de rochas parentais de diferentes composições

Fácies	Minerais produzidos a partir de um folhelho parental	Minerais produzidos a partir de um basalto parental
Xisto verde	Moscovita, clorita, quartzo, plagioclásio sódico	Albita, epídoto, clorita
Anfibolito	Moscovita, biotita, granada, quartzo, feldspato plagioclásio	Anfibólio, plagioclásio
Granulito	Granada, sillimanita, plagioclásio, quartzo	Piroxênio cálcico, plagioclásio cálcico
Eclogito	Granada, piroxênio sódico, quartzo	Piroxênio sódico, granada

Trajatórias de pressão de temperatura do metamorfismo

O conceito de grau metamórfico, introduzido anteriormente, é *estático*. Isso significa que o grau de metamorfismo pode nos fornecer informações sobre a pressão máxima ou sobre a temperatura a que a rocha foi submetida, mas não diz nada a respeito do local onde a rocha encontra essas condições ou sobre a forma como ela foi transportada para a superfície terrestre. Isso é importante para entender que a maior parte do metamorfismo ocorre como um processo *dinâmico* e não como um evento estático. O metamorfismo, geralmente, é caracterizado por mudanças das condições de pressão e temperatura, e a história dessas modificações é chamada de **trajetória P-T do metamorfismo**. A trajetória P-T pode ser um registro sensível de muitos fatores importantes que influenciam o metamorfismo, como as fontes de calor, as quais mudam as temperaturas, e as taxas de transporte tectônico, que mudam as pressões. Portanto, a análise das trajetórias P-T em rochas metamórficas pode fornecer considerável compreensão dos ambientes da tectônica de placas, responsáveis pelo metamorfismo (ver Figura panorâmica 9.7e).

Para obter uma trajetória P-T, os geólogos devem analisar minerais metamórficos específicos em laboratório. Um dos minerais mais amplamente usados é a granada, que serve como um tipo de dispositivo de gravação (Figura 9.9). Durante o metamorfismo, as granadas crescem uniformemente, e quando a pressão e a temperatura do ambiente circundante mudam, a composição da granada também muda. A parte mais antiga da granada é o seu núcleo e a mais jovem, a sua borda externa. Assim, a variação da composição do núcleo em relação à borda revelará a história das condições de metamorfismo. A partir de um valor da composição da granada medido em laboratório, os valores correspondentes de pressão e temperatura podem ser obtidos e, então, plotados como uma trajetória P-T. As trajetórias P-T têm dois segmentos: o *progressivo*, que indica aumento de pressão e temperatura, e o *retrogressivo*, que indica diminuição de pressão e temperatura.

Convergência continente-oceano

As assembléias de rochas que se formam quando uma placa transportando um continente em seu bordo principal converge

sobre uma placa oceânica em processo de subducção são mostradas na Figura 9.10. O espesso pacote de sedimentos erodidos do continente rapidamente ocupa a depressão adjacente do fundo oceânico, ao longo da zona de subducção. À medida que a porção da placa oceânica fria mergulha no manto, a região debaixo da parede interna da fossa (a parede próxima ao continente) é preenchida com esses sedimentos e com aqueles do fundo oceânico, além de fragmentos de ofiolitos raspados da placa descendente. Regiões desse tipo, localizadas entre o arco magmático do continente e a fossa na costa afora, são muito complexas e variáveis. Os depósitos são todos intensamente dobrados, em fatias intrincadas e metamorfizadas. Eles são difíceis de mapear em detalhe, mas são reconhecidos por sua mistura e materiais distintivos e feições estruturais. Tal mistura caótica é chamada de **mélange**¹¹ (palavra francesa que significa “mistura”). O metamorfismo é do tipo característico de alta pressão e baixa temperatura, porque o material pode ser transportado relativamente rápido para profundidades de até 30 km, onde a recristalização ocorre no ambiente de uma placa ainda fria em subducção.

Metamorfismo relacionado a subducção O *xisto azul* – rocha vulcânica e sedimentar metamorfizada cujos minerais (Figura 9.10) indicam que foram originados sob pressões muito altas, porém em temperaturas relativamente baixas – forma-se na região da frente do arco de uma zona de subducção, a área entre a fossa marinha e o arco vulcânico. Nesse local, os sedimentos são carregados para baixo na zona de subducção, ao longo da superfície da porção fria em subducção da placa litosférica. A placa subduzida move-se tão depressa para baixo, que há pouco tempo para que se aqueça; enquanto isso, a pressão aumenta rapidamente.

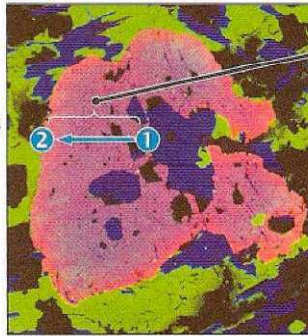
Por fim, como parte do processo de subducção, o material eleva-se de volta para a superfície. Essa **exumação** ocorre por causa de dois efeitos: empuxo e circulação. Imagine tentar empurrar uma bola de basquete sob a superfície da água em uma piscina. A bola, cheia de ar, tem uma densidade menor que a água em torno, assim, tende a voltar para a superfície. De forma similar, as rochas metamórficas que sofreram subducção são conduzidas para cima devido ao seu próprio empuxo em relação à crosta circundante. Porém, para começar, o que “empurra” o material para baixo? Uma circulação natural estabelecida na zona de subducção, que você pode imaginar como se

1 Durante o metamorfismo, um cristal de granada cresce e sua composição muda enquanto a temperatura e a pressão ao seu redor também mudam.

Lâmina delgada de granada-gnaiss

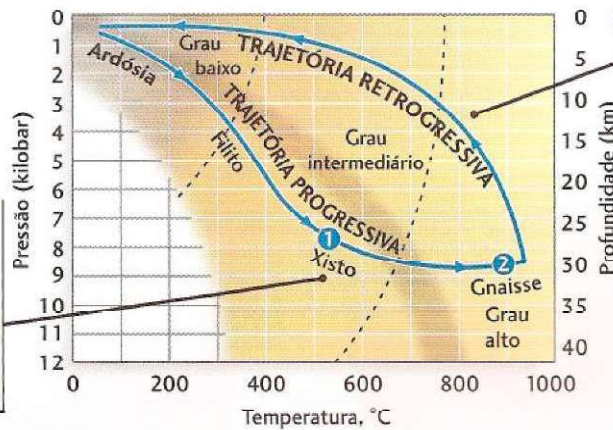


Crescimento zonado em granadas



2 A composição do cristal pode ser plotada na trajetória P-T à medida que ele cresce de 1, no centro, para 2, na borda.

3 Quando a rocha é levada para zonas mais profundas da crosta e submetida a temperaturas e pressões maiores (a trajetória progressiva), o cristal de granada cresce em um xisto 1, porém, termina crescendo em um gnaiss 2, à medida que o metamorfismo progride.



4 A trajetória retrogressiva indica a diminuição da temperatura e da pressão quando as rochas são levadas para a superfície terrestre.

Figura 9.9 Trajetórias metamórficas de pressão-temperatura. A trajetória que uma rocha metamórfica segue inicia-se tipicamente com o aumento de pressão e temperatura, sendo essa a trajetória progressiva. Quando é seguida por um decréscimo de pressão e temperatura, chama-se trajetória retrogressiva. [Fotos cortesia de Kip Hodges]

Assim como um misturador de ovos. À medida que o misturador gira, a espuma se move numa direção circular. Se algo se move numa direção, também pode se mover na direção oposta, pois o movimento é circular. De modo análogo, a porção mergulhante da placa em uma zona de subducção estabelece um movimento circular do material acima dela, primeiro, puxando esse material para baixo, até grandes profundidades, e, depois, retornando-o para a superfície.

A Figura 9.10 mostra a trajetória P-T típica para as rochas submetidas a metamorfismo de grau xisto azul durante a subducção e a exumação. A trajetória P-T está sobreposta ao diagrama de fácies metamórficas. Note que ela forma um laço nesse diagrama. A parte progressiva da trajetória representa a subducção, como mostrado pelo rápido aumento da pressão, para um aumento apenas relativamente pequeno na temperatura. Durante a exumação, o laço da trajetória retorna porque, enquanto a temperatura ainda está aumentando lentamente, a pressão está rapidamente diminuindo. A parte retrogressiva da trajetória P-T representa o processo de exumação, descrito mais adiante.

Evidências de convergência oceano-contidente antiga Os elementos essenciais dessas assembléias de rochas colisionais foram encontrados no registro geológico em muitos lugares. Pode-se reconhecer uma mélangue na Formação Franciscan, da Cordilheira da Costa da Califórnia,¹² e no cinturão paralelo ao arco magmático da Serra Nevada, a leste. Essas rochas marcam a colisão mesozóica entre a Placa Norte-Americana e a Placa Farallon, que desapareceu por subducção (ver Figura 20.6). A localização da mélangue, a oeste, e do magmatismo, a leste, mostra que a Placa Farallon, agora ausente, sofreu subducção, tendo sido acavalada, a leste, pela Placa Norte-Americana. As análises das trajetórias P-T dos minerais metamórficos de grau xisto azul da mélangue, pertencentes à Formação Franciscan, revelam um laço similar àquele ilustrado na Figura 9.10, indicando rápida descida para as altas pressões, o que caracteriza o diagnóstico de subducção.

Outros exemplos de pares arcos-mélangue podem ser encontrados ao longo da margem continental que circunda a Bacia do Pacífico – no Japão, por exemplo. Os Alpes Centrais foram soerguidos pela convergência da Placa Mediterrânea com o continente europeu. As Montanhas dos Andes (de onde deriva

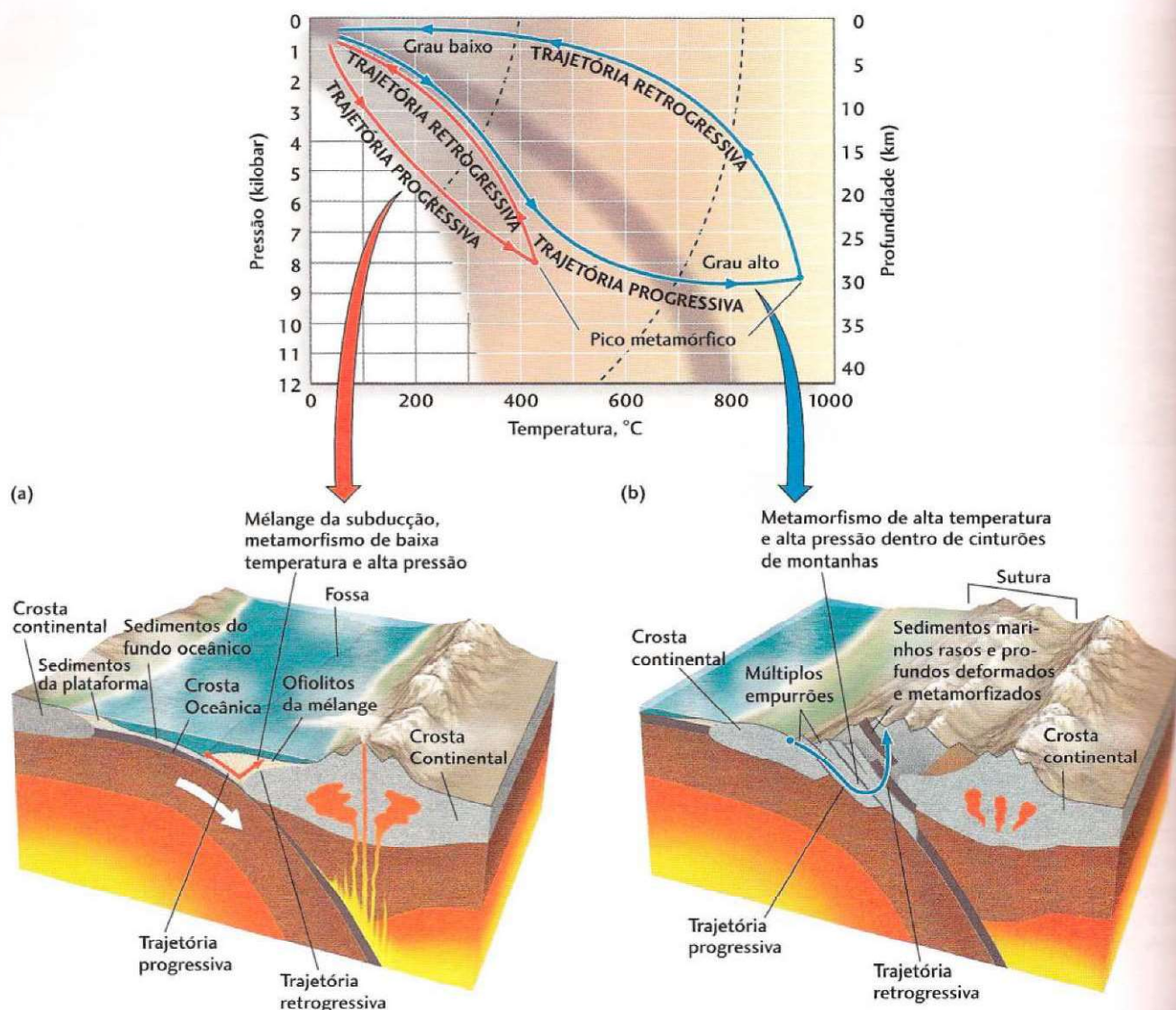


Figura 9.10 Trajetória P-T e assembléias de rochas associadas com (a) a convergência de placas oceano-continente e com (b) a convergência de placas continente-continente. As trajetórias P-T diferem devido ao menor gradiente geotérmico presente nas zonas de subducção. As rochas transportadas para profundidades e pressões similares sob um cinturão de montanhas tornam-se muito mais quentes em uma profundidade equivalente.

o nome da rocha vulcânica andesito), próximas à costa oeste da América do Sul, são produtos da colisão entre placas oceânicas e continentais. Nesse local, a Placa de Nazca colide com a Placa Sul-Americana, subduzindo na margem oeste desta.

Colisão continente-continente

As placas podem ter continentes encaixados nelas e um continente pode colidir com outro, como mostra a Figura 9.10b. Devido à flutuação da crosta continental, ambos os continentes podem resistir à subducção e permanecer à tona. Como resultado, eles colidem, e uma larga zona de intensa deformação desenvolve-se no limite onde os continentes se chocam. O remanescente de tal limite, deixado para trás no registro geológico,

é chamado de *sutura*. A intensa deformação que ocorre durante a orogênese resulta em uma crosta continental muito espessada na zona de colisão, frequentemente produzindo altas montanhas, tais como as do Himalaia. Os cinturões de magmatismo formam-se caracteristicamente em profundidade, nos núcleos das cadeias de montanhas adjacentes à sutura. Os ofiolitos são muitas vezes encontrados próximos à sutura, sendo relíquias de um oceano antigo que desapareceu na convergência de duas placas (ver Capítulo 5).

À medida que os continentes colidem e a litosfera torna-se mais espessa, as partes mais profundas da crosta continental aquecem-se e são metamorfizadas em graus diferentes. Em zonas mais profundas, a fusão pode iniciar-se no mesmo tempo. Dessa forma, uma mistura complexa de rochas metamórficas e

ignea forma o núcleo dos cinturões orogênicos, que se desenvolve durante a formação das montanhas. Milhões de anos depois, quando a erosão removeu as camadas superficiais, os núcleos dos cinturões orogênicos são expostos à superfície, fornecendo ao geólogo um registro rochoso dos processos metamórficos que formaram os xistos, gnaisses e outras rochas metamórficas.

As trajetórias P-T de rochas metamórficas produzidas por colisão continental têm uma forma diferente daquelas produzidas apenas por subducção. Portanto, à medida que uma rocha é empurrada para profundidades maiores durante a colisão, a temperatura correspondente a uma dada pressão será mais alta (ver Figura 9.10b). A trajetória P-T inicia no mesmo lugar que a trajetória da subducção, mas mostra um aumento mais rápido da temperatura à medida que pressões e profundidades maiores são atingidas. Os geólogos geralmente interpretam que o segmento progressivo de uma trajetória P-T colisional indica o soterramento de rochas sob altas montanhas durante a orogênese. De outro lado, o segmento retrogressivo representa o soerguimento e a exumação das rochas soterradas durante o colapso das montanhas, ou por erosão ou por estiramento e adelgaçamento da crosta continental pós-colisão.

O principal exemplo de uma colisão de continentes é o Himalaia, que iniciou sua formação há cerca de 50 milhões de anos, quando o continente indiano colidiu com o asiático. A colisão continua hoje: a Índia move-se para dentro da Ásia a uma taxa de poucos centímetros por ano, e o soerguimento ainda está em andamento, do mesmo modo que falhamentos e taxas muito rápidas de erosão causadas por rios e geleiras.

Exumação: o elo entre a tectônica de placas e os geossistemas do clima

Há 40 anos, a teoria da tectônica de placas forneceu uma pronta explicação de como as rochas metamórficas poderiam ser originadas por meio da expansão do assoalho oceânico, da subducção de placas e da colisão continental. Em meados da década de 1980, o estudo das trajetórias P-T forneceu um quadro mais bem resolvido dos mecanismos tectônicos específicos relacionados com o soterramento de rochas em grandes profundidades. Na mesma época, entretanto, esses estudos surpreenderam os geólogos ao fornecerem uma imagem também muito nítida dos processos subsequentes ao soterramento, e por vezes muito rápidos, que causam o soerguimento e a exumação dessas rochas soterradas em grande profundidade. Desde a época dessa descoberta, os geólogos têm pesquisado os mecanismos exclusivamente tectônicos que poderiam trazer, de forma tão rápida, essas rochas de volta para a superfície terrestre. Uma idéia bastante difundida é a de que as montanhas, tendo alcançado tão grandes elevações durante o espessamento crustal devido à colisão, repentinamente malogram por colapso gravitacional. O velho ditado “tudo que sobe, desce” aplica-se aqui, mas com resultados surpreendentemente rápidos. De fato tão rápidos, que alguns geólogos não acreditam que esse seja o único efeito importante, pois outras forças também devem estar agindo.

Como vamos ver no Capítulo 18, os geólogos que estudam as paisagens descobriram que as taxas de erosão extremamente altas podem ser produzidas por geleiras e rios em uma região

de montanhas tectonicamente ativas. Durante a última década, eles apresentaram uma nova hipótese, que relaciona as altas taxas de soerguimento e exumação às rápidas taxas de erosão. A idéia aqui é a de que o clima, e não apenas a tectônica sozinha, controla o fluxo das rochas da crosta profunda para a crosta rasa por meio de processos de erosão rápida. Assim, a tectônica – que age por meio da orogênese e da construção de montanhas – e o clima – que atua por meio do intemperismo e da erosão – interagem para controlar o fluxo das rochas metamórficas para a superfície terrestre. Após décadas de ênfases e explicações somente tectônicas dos processos regionais e globais da Terra, parece agora que duas disciplinas aparentemente não relacionadas na Geologia – o metamorfismo e os processos de superfície – podem estar ligadas de modo muito elegante. Como um geólogo exclamou: “Saborosa ironia: deveriam os músculos metamórficos que empurram as montanhas para o céu ser controlados pelo tintinar dos minúsculos pingos de chuva”.

RESUMO

Que fatores causam o metamorfismo? O metamorfismo – alteração no estado sólido de rochas preexistentes – é causado pelo aumento da pressão e da temperatura e por reações com componentes químicos introduzidos pela migração de fluidos. À medida que a pressão e a temperatura nas profundezas da crosta aumentam como resultado da atividade tectônica ou ígnea, os componentes químicos do protólito rearranjam-se em um novo conjunto de minerais, que são estáveis sob as novas condições. As rochas metamorfizadas a pressões e temperaturas relativamente baixas são referidas como rochas de baixo grau. Aquelas metamorfizadas a temperaturas e pressões altas são chamadas de rochas de alto grau.

Os componentes químicos de uma rocha podem ser adicionados ou removidos durante o metamorfismo, geralmente pela influência de fluidos que migram de intrusões vizinhas.

Quais são os vários tipos de metamorfismo? Os três principais tipos de metamorfismo são: (1) o metamorfismo regional, durante o qual grandes áreas são metamorfizadas por altas pressões e temperaturas geradas durante as orogêneses; (2) o metamorfismo de contato, durante o qual as rochas encaixantes são metamorfizadas principalmente pelo calor do corpo ígneo que nelas se intrude; e (3) o metamorfismo de assoalho oceânico, durante o qual os fluidos quentes percolam e metamorfizam as várias rochas crustais. Outros tipos adicionais são: (1) o metamorfismo de baixo grau ou de soterramento, durante o qual as rochas sedimentares profundamente soterradas são alteradas pelo aumento mais ou menos normal da pressão e da temperatura com a profundidade na crosta; (2) o metamorfismo de alta pressão e o de pressão ultra-alta, pelos quais as rochas podem ser submetidas a pressões grandes, como 40 kbar, equivalentes a profundidades maiores que 120 km; e (3) o metamorfismo de impacto, que resulta do impacto de meteoritos. As rochas encaixantes são despedaçadas pela propagação das ondas do choque e, nesse processo, o quartzo pode ser transformado nas suas formas mais densas, de alta pressão, que são a coesita e a stishovita.

Quais são os principais tipos de rochas metamórficas? As rochas metamórficas apresentam duas classes texturais principais: as foliadas (que mostram clivagem de fratura, xistosidade ou outras formas de orientação preferencial dos minerais) e as granoblásticas ou não-foliadas. Os tipos de rochas produzidas pelos processos metamórficos dependem da composição do protólito e do grau de metamorfismo. O metamorfismo regional de um folhelho avança para zonas de rochas foliadas de grau progressivamente mais alto, de ardósias a filitos, xistos, gnaisses e migmatitos. Essas zonas são marcadas por isógradas, que são definidas pelo primeiro aparecimento de um mineral-índice. O metamorfismo regional das rochas vulcânicas máficas progride do grau de zeólita para o de xistos verdes e, depois, para os de anfíbolito e piroxênio-granulito. Entre as rochas granoblásticas, o mármore é derivado do metamorfismo de rochas calcárias; o quartzito, de arenitos ricos em quartzo; e os *greenschistones*, de basaltos. O cornubianito é o produto do metamorfismo de contato de rochas sedimentares de grão fino e de outros tipos de rochas contendo abundância de minerais silicáticos. De acordo com o conceito de fácies metamórficas, as rochas de um mesmo grau podem diferir por causa das variações na composição química do protólito, enquanto as rochas de mesma composição podem variar por causa dos diferentes graus de metamorfismo.

Como as rochas metamórficas se relacionam com os processos da tectônica de placas? Durante a subdução e a colisão continental, as rochas preexistentes e os sedimentos são empurrados para profundidades maiores na Terra, onde são submetidos a aumentos de pressão e temperatura que resultam em reações minerais metamórficas. A forma das trajetórias P-T fornece idéias sobre a maneira pela qual essas rochas são metamorfizadas. Em ambientes de margens convergentes, as trajetórias P-T indicam rápida subdução de rochas e de sedimentos a locais com alta pressão e temperaturas relativamente baixas. Em ambientes onde a subdução leva a uma colisão continental, as rochas são empurradas para profundidades onde a pressão e a temperatura são altas. Nos dois ambientes, as trajetórias P-T formam laços. Os laços mostram que as rochas, depois de terem experimentado a máxima pressão e temperatura, são empurradas de volta para profundidades mais rasas. Esse processo de exumação pode ser conduzido pelo colapso de cinturões de montanhas ou pelo intemperismo e erosão acentuados na superfície terrestre, ou, ainda, por estiramento e adelgaçamento tectônico da crosta continental.

Conceitos e termos-chave

- anfíbolito (p. 236)
- ardósia (p. 233)
- cornubianito (p. 235)
- eclogito (p. 232)
- exumação (p. 240)
- fácies metamórficas (p. 239)
- filitos (p. 233)
- foliação (p. 233)
- gnaíse (p. 235)
- granulito (p. 236)
- *greenstone* (p. 236)
- mármore (p. 236)

- mélanges (p. 240)
- metamorfismo de baixo grau (de soterramento) (p. 232)
- metamorfismo de contato (p. 231)
- metamorfismo de assoalho oceânico (p. 232)
- metamorfismo de impacto (p. 232)
- metamorfismo de alta pressão e de pressão ultra-alta (p. 232)
- metamorfismo regional (p. 231)
- metassomatismo (p. 230)
- migmatitos (p. 235)
- orogênese (p. 239)
- piroxênio-granulito (p. 237)
- porfiroblastos (p. 236)
- quartzito (p. 236)
- rocha foliada (p. 233)
- rochas granoblásticas (p. 235)
- rochas metamórficas (p. 238)
- tensão (p. 230)
- trajetórias P-T (p. 240)
- xisto (g. 235)
- xisto azul (p. 237)
- xisto verde (p. 237)
- zeólita (p. 237)

Exercícios



Este ícone indica que há uma animação disponível no sítio eletrônico que pode ajudá-lo na resposta.

1. Que tipo de metamorfismo está relacionado com intrusões ígneas?
2. A que se refere a orientação preferencial em uma rocha metamórfica?
3. Cite um mineral comumente encontrado em um xisto e que mostra orientação preferencial.
4. Cite duas rochas metamórficas granoblásticas.
5. O que é um porfiroblasto?
6. Compare um xisto com um gnaíse.
7. O que é uma isógrada?
8. Qual a diferença entre um granito e uma ardósia?
9. Como as fácies metamórficas estão relacionadas com a temperatura e a pressão?
10. Em quais ambientes da tectônica de placas você esperaria encontrar metamorfismo regional?

Questões para pensar

1. Que tipos de orientação preferencial de minerais você esperaria encontrar em um anfíbolito?
2. Por que não há rochas metamórficas formadas sob condições naturais de pressão e temperatura muito baixas, como mostrado na Figura 9.2?
3. Como a clivagem ardosiana está relacionada com a deformação?
4. Seria mais provável encontrar rochas cataclásticas em um vale em rifte ou em um arco vulcânico?
5. Você preferiria confiar na composição química ou no tipo de foliação para determinar o grau metamórfico? Por quê?

6. Você mapeou uma área de rochas metamórficas e observou linhas de isógradas, com direção norte-sul, que variam desde a isógrada da cianita a leste, até a da clorita, a oeste. Onde as temperaturas metamórficas foram mais altas, a leste ou oeste?

7. Compare os minerais encontrados em uma auréola de metamorfismo de contato em um calcário puro e em um calcário contendo apreciáveis camadas de folhelho.

8. Que tipo de plútons pode produzir o metamorfismo de grau mais alto: uma intrusão de granito a 20 km de profundidade ou uma intrusão de gabro a 5 km de profundidade?

9. Por que você não esperaria encontrar rochas originadas por metamorfismo de soterramento em uma dorsal meso-oceânica?

10. As zonas de subdução são geralmente caracterizadas por metamorfismo de altas pressões e baixas temperaturas. Em contrapartida, as zonas de colisão continental são marcadas por metamorfismo de pressão moderada e de alta temperatura. Qual região tem um gradiente geotérmico mais alto? Explique.

Sugestões de leitura

Blatt, H., and Tracy, R. 1996. *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*, 2d. ed. New York: W. H. Freeman.

Hyndman, D. W. 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. New York: Wiley.

Liou, J. G., Maruyama, S., and Ernst, W. G. 1997. Seeing a mountain in a grain of garnet. *Science*, 276: 48-49.

Raymond, L. A. 1995. *Petrology*. Dubuque, Iowa: Wm. C. Brown.

Spear, Frank S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph* 22.

Wynn, Jeffrey C., and Shoemaker, Eugene. 1998. The day the sands caught fire. *Scientific American*, 279: 21-64.

Sugestões de leitura em português

Passchier, C. W. 1996. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. São Paulo: Edusp.

Ruberti, E., Szabó, G. A. e Machado, R. 2000. Rochas metamórficas. In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de, Fairchild, T. R. e Taioli, F. (orgs.). 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 381-398.

Winkler, H. G. F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre: Edgar Blücker; UFRGS.

Yardley, B. W. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Brasília: UnB.

Notas de tradução

¹ O *waffle* é uma massa de bolo fluida colocada para cozinhar numa forma que, ao ser fechada com sua contraparte, permite prensá-la enquanto cozinha.

² Embora não exista nos dicionários correntes de língua portuguesa o significado “dispor em bandas, faixas” para o verbo “bandar”, de acordo com a acepção de “banda” oriunda do francês *bande*, que significa “barra, faixa”, tem sido comum nos textos de geologia ou utilizar os derivativos do verbo “bandear” (cuja etimologia está relacionada à palavra “banda” com o sentido de “lado, grupo de músicos” ou à palavra “bando”, com o sentido de “grupo”). Portanto, utilizamos aqui os derivativos do verbo “bandar” acrescentando-lhe o sentido de “dispor em faixas, tiras”, como em “bandamento metamórfico” ou “rocha bandada”.

³ Em inglês, *Great Basin*.

⁴ Também referido na literatura técnica como “metamorfismo dinamotermal”.

⁵ Conhecido na literatura técnica também como “metamorfismo termal”.

⁶ Também chamado de “metamorfismo de fundo oceânico”.

⁷ O termo *pipe* é usado comumente sem tradução na literatura geológica, referindo-se a corpos com forma aproximadamente cilíndrica ou de charuto.

⁸ O termo *greenstone* (pronuncia-se [gri:n'stoun]) geralmente não é traduzido em português e significa, literalmente, “pedra verde”.

⁹ O termo *granofels* (pronuncia-se [gran_'fels]) não é muito utilizado na literatura geológica. Entretanto, seria bastante adequado para descrever rochas que não se enquadram nem na definição de xistos, nem de gnaisses, principalmente metarenitos contendo pouca mica e granitos com poucos minerais máficos recristalizados.

¹⁰ Os limites intergranulares nesse tipo de rochas podem ser, também, retilíneos, comumente com junções tríplices intergranulares formando ângulos de 120°.

¹¹ Pronuncia-se [mélange].

¹² Em inglês, *California Coast Ranges*.