

ROCHAS METAMÓRFICAS E ESTRUTURAS **10** TÓPICO

Wilson Teixeira

10.1 Introdução

10.2 Tipos de Metamorfismo

10.2.1 Metamorfismo de contato

10.2.2 Metamorfismo dinâmico

10.2.3 Metamorfismo Regional

10.2.3.1 Pressão litostática (ou confiante)

10.2.3.1 Pressão dirigida (ou diferencial)

10.3 Classificação de rochas metamórficas

10.4 Estruturas

10.4.1 Dobras

10.4.2 Falhas

10.4.2.1 Elementos geométricos da Falha

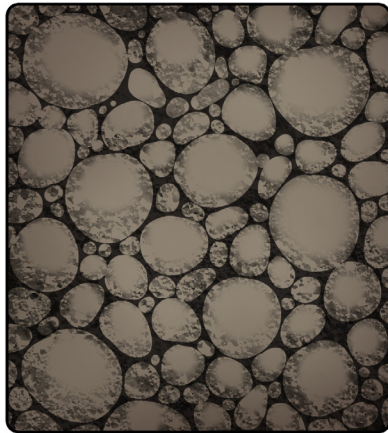
10.1 Introdução

Nos tópicos anteriores, foram caracterizadas duas classes de rochas – as ígneas e as sedimentares. Essas rochas, juntamente com as metamórficas (a terceira classe delas), são os constituintes fundamentais da Terra Sólida e respondem pelas grandes variedades de tipos rochosos que existem na crosta terrestre.

O **metamorfismo** – que é um dos temas deste tópico – origina-se da palavra grega cujo significado literal é “mudança de forma” ou “transformação”. Assim, por definição, uma rocha metamórfica provém de outra pré-existente, qualquer que seja ela, e que tenha sido suficientemente transformada, de modo que justifique essa classificação em uma nova classe de rocha. Mas, já que todas as rochas de algum modo sofrem alterações, ainda que fracas, como se pode definir o metamorfismo de fato? Afinal, tanto a alteração de um feldspato de um granito (rocha ígnea) para argila quanto a transformação de um calcário (rocha sedimentar constituída em sua maior parte por CaCO_3) em dolomito – rocha sedimentar com mais de 50% do seu peso constituído por carbonato duplo de cálcio e magnésio [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] – são comuns na natureza. Por que então esses processos não são qualificados como metamorfismo? A resposta está no fato de que os agentes essenciais do metamorfismo são as altas temperaturas e as altas pressões reinantes no interior da crosta. Portanto, aplicando-se esses parâmetros físicos na definição de uma rocha metamórfica, temos uma definição mais precisa: rocha metamórfica corresponde a uma rocha originada de uma pré-existente, qualquer que seja a sua natureza, a qual foi submetida aos seguintes agentes que, no conjunto, resultam em transformações na sua composição mineral e química original, além das texturas:

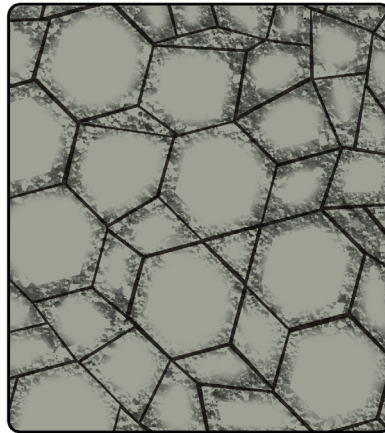
- **Temperatura:** atua na formação de novos minerais;
- **Pressão:** promove alterações físicas nas rochas;
- **Fluidos aquosos quentes e uma fração volátil** (principalmente H_2O e CO_2), ativos quimicamente: resultam em transformações na composição mineral e química original da rocha;
- **Tempo:** a velocidade em que ocorrem as mudanças é variável, o que influencia as condições metamórficas em resposta às mudanças das condições físicas.

Geralmente, esses agentes atuam de modo simultâneo, mas dependendo da porção (superficial ou profunda) da crosta na qual a rocha se encontra, um atua mais do que o outro. Os fluidos são particularmente importantes no processo metamórfico, sendo dependentes da temperatura, pressão e profundidade da crosta terrestre. Eles atuam na soldagem entre grãos minerais, nas recristalizações minerais e na formação de novos conjuntos de minerais, sob as novas condições de equilíbrio que formaram a rocha metamórfica (**Figura 10.1**).



1 mm

A) Arenito
(rocha sedimentar)



1 mm

B) Quartzito
(rocha metamórfica)

Figura 10.1: Ilustração de como se processa a ação de fluidos para formar uma rocha metamórfica (com a soldagem dos grãos a porosidade é eliminada). A) Rocha sedimentar (arenito) porosa, com grãos de quartzo arredondados e textura clástica; B) Rocha metamórfica equivalente (quartzito) com grãos soldados e textura em mosaico (poligonizada), onde os grãos de quartzo preenchem os espaços em ângulo de 120° entre si.

Façamos, agora, uma extrapolação do metamorfismo para o nosso cotidiano. Em nossa casa, por exemplo, o calor de uma torradeira pode ser utilizado para metamorfosear o pão de forma em uma torrada; podemos também pressionar uma lata de alumínio para transformá-la em um sólido mais compacto e a ação química de fluidos aquosos quentes (por exemplo, água fervente ou vapor) pode ser utilizada para transformar vegetais crus em formas cozidas.

No interior da Terra, contudo, os processos metamórficos (ou seja, os aportes de calor e pressão combinados a fluidos quentes) são capazes de transformar uma rocha (em termos de tamanho, forma, textura, cor e/ou mineralogia) em outra. É importante ressaltar que as mudanças promovidas durante o metamorfismo são variáveis em função da intensidade das forças dinâmicas e da profundidade da crosta, mas sempre se dão no estado sólido, por não envolverem fusões; caso houvesse fusões, a rocha resultante seria classificada como ígnea, como já detalhado no tópico 9. Assim, em grandes profundidades, onde as rochas estão sob a ação de altas pressões e altas temperaturas, as transformações são drásticas, sendo acompanhadas por deformações intensas do material rochoso (gerando a rocha metamórfica) em função de seu comportamento plástico. Dessa forma, serão destruídas as características da rocha original, tais como estruturas originais de camadas e fósseis eventualmente presentes. Em contrapartida, nos níveis mais rasos da crosta, as transformações são tênues e muitas características primárias estão preservadas nas rochas metamórficas; mas as forças dinâmicas causarão fraturas e falhas ante o comportamento rígido da rocha.

Por outro lado, todos esses processos estão ligados, em última análise, à dinâmica interna planetária, particularmente ao movimento das placas litosféricas, com seus processos inter-relacionados e devidos ao calor interno da Terra, como o vulcanismo e plutonismo, os terremotos, a formação de montanhas e as deformações de rochas. Todos esses processos ocorrem nos limites atuais das placas, e já ocorreram em limites pretéritos que não mais são ativos, como já apresentado no tópico 4.

10.2 Tipos de Metamorfismo

Todas as rochas metamórficas possuem um material parental (chamado **protólito**), ou seja, uma rocha original que sofreu metamorfismo. Rochas parentais podem ser de qualquer natureza: ígnea, sedimentar ou mesmo outra rocha metamórfica, que foi metamorfoseada novamente sob novas condições de pressão e temperatura. Graus diferentes de metamorfismo produzem mudanças características na textura (arranjos entre os minerais) e mineralogia da rocha. Conforme a intensidade do processo metamórfico, as feições primárias das rochas originais (protólitos) podem ser preservadas ou totalmente mascaradas. Durante o metamorfismo, são produzidos novos minerais, texturas e estruturas, para que a rocha atinja equilíbrio nas novas condições de pressão e temperatura vigentes no interior da crosta.

Alguns minerais comuns formadores de rocha metamórfica incluem: quartzo, feldspato, muscovita, biotita, clorita, granada, turmalina, calcita, dolomita, serpetina, talco, cianita, silimanita e anfibólio (hornblenda). Entre estes, há os que são formados também por outros processos, como a cristalização magmática, mas alguns são exclusivos do metamorfismo.

Consequências do metamorfismo

Mudança da estrutura interna e mineralógica da rocha; Rochas pré-existentes são submetidas a P e T diferentes daquelas que foram originadas;

Progride de baixa intensidade para alto grau (exemplo: argilito → folhelho → ardósia → xisto → gnaiss; a primeira é uma rocha sedimentar, e as quatro seguintes são metamórficas, de grau crescente).

Os processos metamórficos operam em duas escalas principais: em nível regional e local. Nesse sentido, três tipos de metamorfismo podem gerar rochas metamórficas, a saber:

- Metamorfismo de contato
- Metamorfismo dinâmico (cataclástico)
- Metamorfismo regional

10.2.1 Metamorfismo de contato

O principal agente no **metamorfismo de contato** é o calor, e associado à proximidade de intrusões ígneas de pequeno porte, que fornece energia para as reações químicas transformadoras dos minerais. Pode ocorrer também adjacente a rupturas da crosta, que servem de conduto para fluidos aquosos quentes (hidrotermais) – neste caso trata-se do **metamorfismo hidrotermal**. Nesse processo específico, ocorre a condensação de gases para formar líquidos, os quais podem gerar precipitados de cristais minerais, que preenchem as fraturas.

A intensidade do metamorfismo de contato depende fundamentalmente da temperatura e composição do magma e das propriedades da rocha encaixante, submetidas a pressões de baixa a média. Por outro lado, o aumento termal depende da estabilidade dos minerais da rocha encaixante (pois os minerais da rocha encaixante podem se fundir, saindo do domínio do metamorfismo, que abrange apenas transformações no estado sólido) e do nível de profundidade onde acontece o processo, que tem duração de dias a milhares de anos. Outro importante componente do metamorfismo de contato é a ação de fluidos formados por água e outras substâncias voláteis (materiais que se transformam em vapor no ambiente superficial da crosta). São catalisadores de reações químicas, que facilitam trocas iônicas: dissolução e precipitação de novos minerais. Rochas metamórficas formadas pelo metamorfismo de contato (as zonas de interação com a fonte de calor são, geralmente, da ordem de milímetros a dezenas de metros) são denominadas **hornfels**.

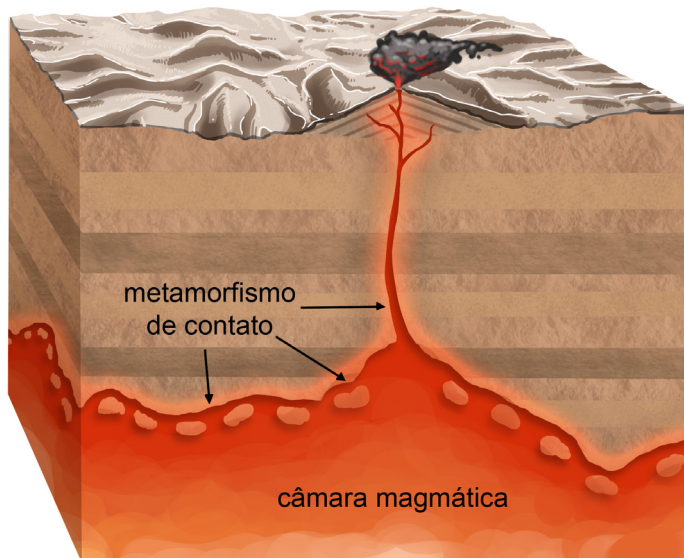


Figura 10.2: Ilustração do Metamorfismo de Contato. O processo ocorre na zona de interação entre uma câmara magmática e as rochas da crosta, qualquer que seja a natureza dela, pela ação principalmente da temperatura, dando origem ao hornfels.

10.2.2 Metamorfismo dinâmico

O **metamorfismo dinâmico** (também chamado **metamorfismo cataclástico**) está associado à ação de falhas e dobramentos, em escala continental, em que a pressão é o agente atuante na crosta mais importante. Os processos que geram essas estruturas estão, por sua vez, ligados à dinâmica interna planetária.

As rochas produzidas pelo metamorfismo dinâmico apresentam minerais “triturados”, ou seja, cristais angulosos que se destacam na matriz fina da rocha. Esse tipo de metamorfismo provoca mudanças texturais e estruturais, com os minerais sendo variavelmente fragmentados e fraturados, e suas formas angulosas destacam-se na matriz fina da rocha. Uma rocha formada nessas condições recebe o nome de **milonito**. Nos estágios mais intensos do processo, os minerais sofrem pulverização e a rocha adquire uma textura compacta. Em muitos casos, a deformação é acompanhada por percolação de fluidos, produzindo a cristalização de novos minerais.

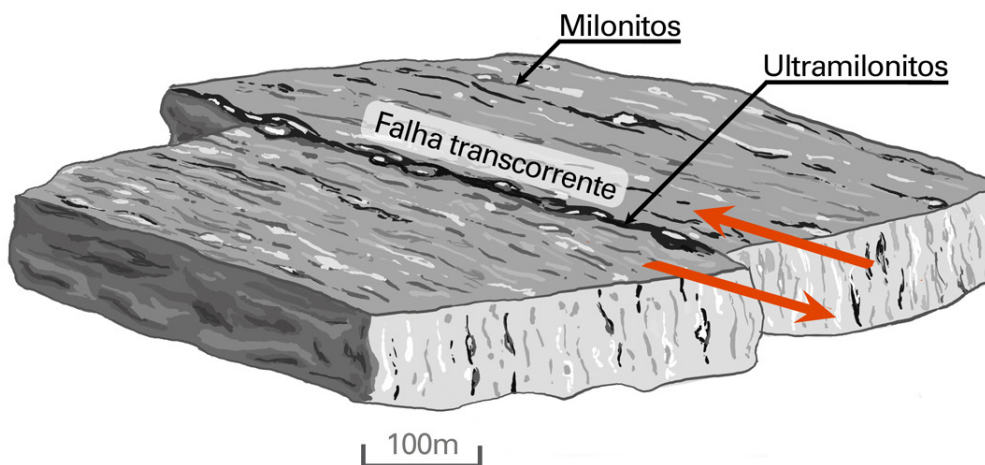


Figura 10.3: Ilustração da formação de milonitos (cristais angulosos finos em matriz fina) associada à movimentação de falhas. O processo pode ser de tal intensidade que a rocha se torna compacta e com aspecto vítreo (ultramilonito).

10.2.3 Metamorfismo Regional

Este processo ocorre na escala continental, isto é, abrange grandes porções da crosta, incluindo tanto suas partes mais profundas quanto as mais rasas. O **metamorfismo regional** resulta da intensa compressão, peso (soterramento) e efeitos de grande escala associados à construção

de montanhas e **deformação** das camadas rochosas. As condições físicas para esse tipo de processo na crosta envolvem pressões moderadas a extremas e altas temperaturas, associadas a movimentos tectônicos e/ou a grandes intrusões ígneas (ver tópico 4). No Brasil, os níveis de exposição atual de rochas metamórficas correspondem a antigas raízes de cordilheiras, que sofreram lentíssimo processo de soerguimento e erosão. Tais rochas são ilustradas por afloramentos com materiais rochosos muito deformados, rompidos e apresentando feições de fusão parcial (**Figura 10.4**).



Figura 10.4: Gnaiss migmatítico Kinawa. Pedreira Fontex, região de Cláudio, MG. Foto: B. B. Brito Neves)

Portanto, no metamorfismo regional, ambos os agentes (pressão e temperatura) são importantes. A pressão aumenta com a profundidade da crosta, de modo que são produzidas novas texturas na rocha. Por outro lado, há dois tipos de pressões atuantes na crosta, que conduzem a transformações metamórficas (recristalizações) e à nova orientação dos minerais nas rochas:

10.2.3.1 Pressão litostática (ou confinante)

Esta é igual em todas as direções na crosta e atua no sentido de diminuir os espaços entre os grãos, aumentando a densidade da rocha. Essa pressão age de modo semelhante à pressão hidrostática, onde um corpo mergulhado na água recebe o aporte de pressão em todos os seus lados. (**Figura 10.5**)

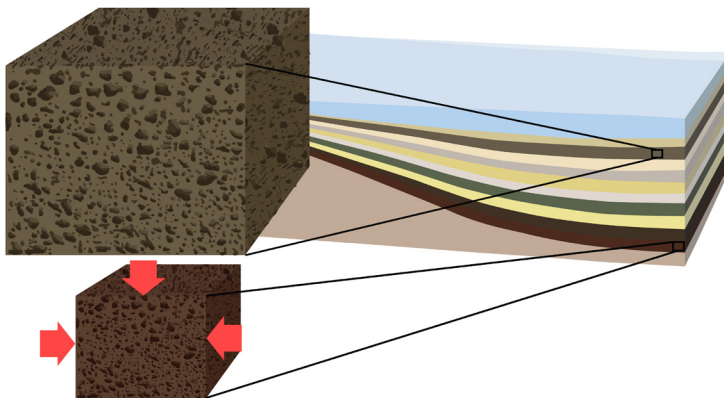
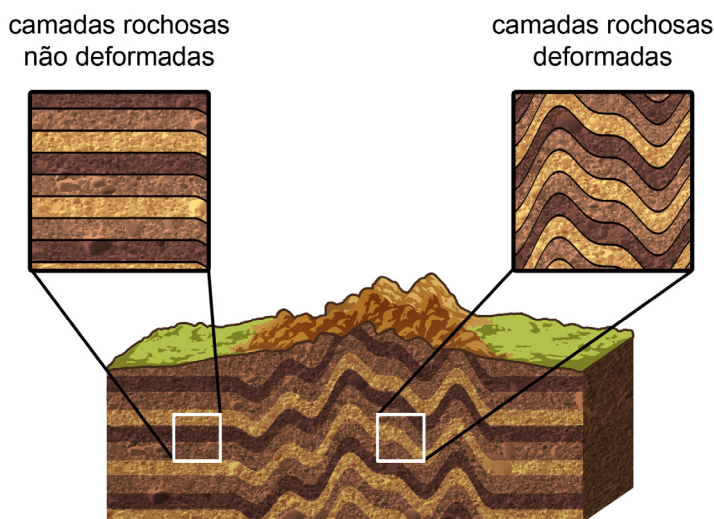


Figura 10.5: Pressão litostática (ou confinante)

10.2.3.2 Pressão dirigida (ou diferencial)

Ela atua de forma vetorial; a rocha é comprimida na direção da pressão mais elevada e, gradativamente, é adelgada perpendicularmente ao esforço. A pressão dirigida é produzida pela movimentação das placas litosféricas e produz tensões e deformações, gerando texturas e estruturas orientadas nos materiais rochosos. A ação da pressão com o tempo pode causar transformações mineralógicas e/ou texturais, havendo reorientação dos minerais e deformações nas rochas (**Figuras 10.6 e 10.7**).



exemplo de dobramento da rocha

Figura 10.6: Pressão dirigida e a formação das rochas dobradas

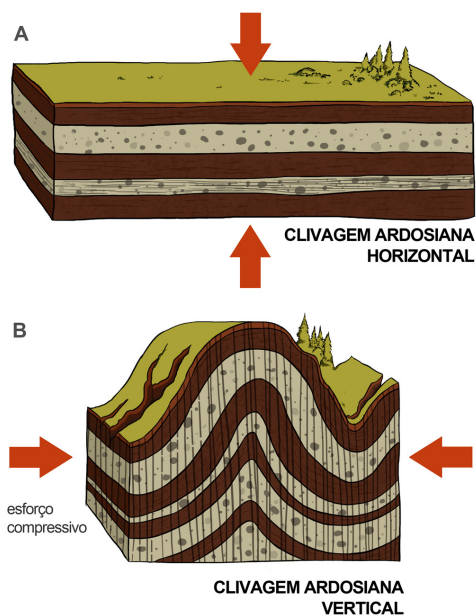


Figura 10.7: Transformações mineralógicas/texturais e deformações associadas à pressão dirigida sobre um pacote de rochas sedimentares. (a) O esforço máximo da compressão é perpendicular à deposição dos sedimentos e a rocha sedimentar adquire uma clivagem horizontal (paralela ao acamamento sedimentar) nas camadas inferiores devido ao peso da pilha sedimentar. B) O esforço compressivo convergente causa a deformação e dobramento da pilha sedimentar. A clivagem horizontal se reorienta perpendicularmente ao esforço máximo e corta o acamamento original. As flechas indicam o sentido dos esforços em cada caso.

Conforme as condições de pressão e temperatura, são formados diferentes minerais. Esses minerais são chamados **Minerais Índices**, pois indicam as condições físicas onde as rochas foram formadas. Sob pressão dirigida, os grãos se recristalizam segundo planos preferenciais. As micas e os anfibólios, por exemplo, produzem uma estrutura foliada, alinhada e/ou bandada, como no caso dos gnaisses (**Figura 10.8**).

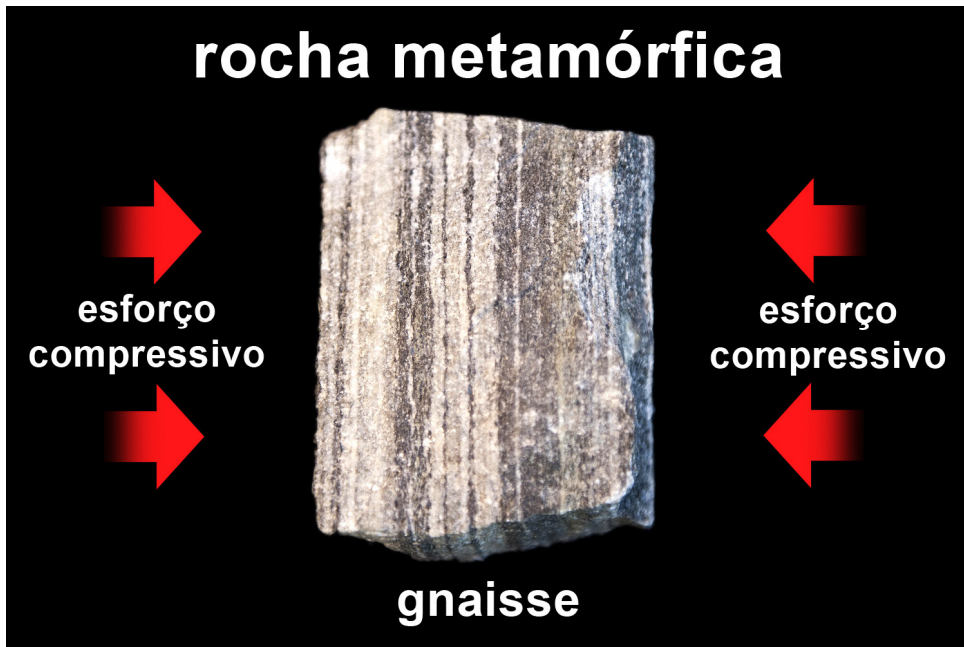


Figura 10.8: Rocha metamórfica (gnaisse, definida pela estrutura alinhada ou foliada dos minerais máficos (micas e anfibólios) e félsicos (feldspatos e quartzo).

A assembleia (associação ou conjunto) mineralógica de uma rocha metamórfica pode definir a intensidade do **grau metamórfico** sofrido pela rocha. Essas transformações metamórficas, por sua vez, são variáveis e conduzem ao aumento de densidade da rocha, crescimento do tamanho dos cristais, ao rearranjo dos minerais em conjuntos bandados ou alinhados (**foliação**) e à transformação de minerais de baixa temperatura (**argilominerais**) em minerais compatíveis com condições de alta temperatura (micas).

Em termos gerais, o grau metamórfico pode ser classificado em dois extremos:

- **Baixo grau metamórfico:** a rocha fica mais compacta e mais densa.
- **Alto grau metamórfico:** ocorre recristalização de minerais, com consequente aumento do tamanho deles.

A **figura 10.9a** ilustra rochas de diferentes graus metamórficos, comumente encontradas na natureza, ao passo que a **figura 10.9b** apresenta um diagrama do metamorfismo progressivo a partir de diferentes rochas parentais, combinado ao aumento da deformação regional.

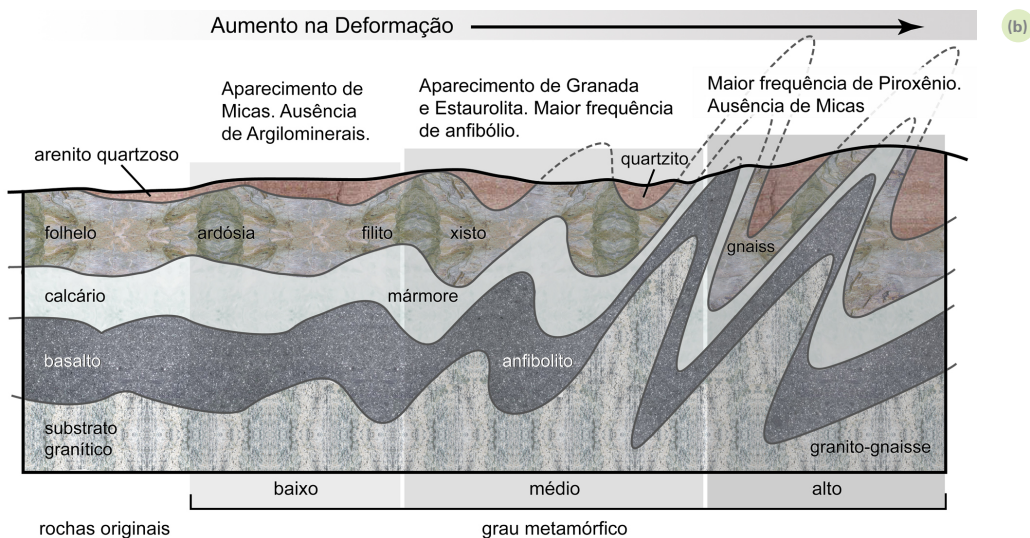


Figura 10.9: Ilustração de três tipos de rochas metamórficas e suas características texturais, e a sua relação com o aumento do grau metamórfico regional. A) as transformações metamórficas conduzem ao aumento de granulometria da rocha. B) esquema do metamorfismo progressivo, em função de diferentes rochas parentais e incremento da deformação regional.

10.3 Classificação de rochas metamórficas

A classificação é baseada fundamentalmente na textura da rocha; assim, uma rocha metamórfica é classificada como **foliada** e **não-foliada**.

As rochas foliadas resultam do crescimento de minerais segundo a direção de menor esforço como resposta à pressão dirigida. A nova estrutura planar decorre do realinhamento de minerais placoides (micas) ou da alternância de leitos e camadas com diferentes composições mineralógicas da rocha, como no caso do gnaíse. Exemplos de quatro rochas metamórficas foliadas comuns são apresentados no quadro a seguir:

Exemplos Comuns de Rochas Folíadas

- **Ardósia:** rocha de granulometria muito fina, apresentando clivagem característica (ardosiana), composta por muscovita, clorita e quartzo, que geralmente preserva sua estratificação sedimentar pretérita. Sua cor varia em função dos minerais constituintes: preto (matéria orgânica), vermelho (óxido de Fe), verde (clorita). Grau metamórfico baixo.
- **Filito:** rocha de granulometria fina, constituída por minerais placoides (micas, clorita); quebra-se ao longo de planos. Grau metamórfico superior ao da ardósia (Grau metamórfico intermediário). O aumento progressivo do metamorfismo leva à transformação do filito em micaxistos, que apresentam crescimento mais acentuado dos minerais micáceos, além de outros minerais índices.
- **Xisto:** rocha com estrutura foliada (xistosa) de granulometria média a grossa, com predominância de micas, contendo também clorita, anfibólio, turmalina, cianita, feldspato e quartzo. Grau metamórfico médio.
- **Gnaíse:** rocha de granulometria média a grossa, com estrutura bandada ou foliada, em função da alternância de minerais claros (feldspatos e quartzo, principalmente) e escuros (ferromagnesianos). Grau metamórfico alto.

As rochas não-foliadas apresentam apenas textura granular grossa, não havendo orientação dos minerais. Trata-se, em geral, de rochas monominerálicas com estrutura maciça, como o quartzito (ver **Figura 10.2**), refletindo um ambiente gerador sob pressão litostática. O quadro a seguir apresenta duas rochas metamórficas comuns de características não-foliadas:

Exemplos Comuns de Rochas não-foliadas

- **Mármore:** rocha com grãos recristalizados de calcita (origina-se do calcário), usualmente de mesmo tamanho, visíveis a olho nu (equigranular); efervesce com HCl. Textura cristalina.
- **Quartzito:** rocha composta na maior parte por quartzo (origina-se do arenito). A presença eventual de Fe_2O_3 dá tons vermelhos; já a presença de minerais escuros (ferromagnesianos) tem como efeito o aparecimento de tonalidade cinza à rocha. Apesar de exibirem estrutura usualmente maciça, há também ocorrência de tipos bandados (neste caso, seria um quartzito foliado).

10.4 Estruturas

O ramo da Geologia que estuda as estruturas geológicas (deformações e falhas), seus aspectos geométricos e regimes de deformação em que tais feições são formadas é a **Geologia Estrutural**. Essa especialidade também investiga as implicações das estruturas em termos de recursos minerais, água, em obras de engenharia, entre outros aspectos importantes para a sociedade.

A dinâmica que controla a Tectônica Global, o vulcanismo, a formação das montanhas e o metamorfismo regional é também responsável pela geração das estruturas rochosas do planeta, seja na superfície ou no interior da crosta. Os fatores físicos descritos anteriormente, a temperatura e a pressão litostática, que são função da profundidade crustal onde atuam, além do tempo de atuação, podem ser contextualizados subjetivamente em dois domínios deformacionais principais da crosta: o superficial e o profundo. Assim, no domínio superficial, a deformação é essencialmente rúptil (há rupturas nas rochas), ao passo que, no mais profundo –devido ao aumento da pressão e da temperatura, entre outros fatores –, a deformação das rochas é dúctil (há deformações plásticas sem rupturas). Em casos em que a temperatura seja suficientemente elevada, a rocha pode sofrer fusão parcial, com geração de **migmatitos** (ver **Figura 10.4**). Portanto, cada domínio crustal apresenta estruturas com geometria e mecanismos de formação similares que, contudo, são diferentes de outros níveis crustais. Vale notar que os limites entre esses domínios são imprecisos por causa da própria heterogeneidade das rochas constituintes da crosta, que respondem de maneira distinta aos esforços da dinâmica planetária.

Quando pressões dirigidas estão associadas a condições de baixa temperatura (ambientes superficiais da crosta), a rocha fratura ou sofre deslocamento. Esse processo é chamado **deformação rúptil**. No caso de ambientes profundos (altas temperaturas) submetidos a pressões dirigidas, contudo, a rocha flui plasticamente em resposta aos esforços. Esse processo é chamado **deformação dúctil**. Sua importância está no fato de originar dobras nas rochas. Em outras palavras, todos os grandes fenômenos físicos que ocorrem na crosta terrestre que produzem feições geomorfológicas regionais e/ou continentais – compressão, tensão (extensão), cisalhamento, soerguimento, subsidência – produzem deformações características em função dos domínios em que ocorrem, apesar de serem gerados, em última análise, pela dinâmica planetária.

As três configurações primárias de esforços geradas pela interação de segmentos da litosfera são compressão, tensão e cisalhamento; cada um deles produz um conjunto peculiar de feições deformacionais (**Figura 10.10**). Essas configurações também representam os três tipos genéricos de limites de placas descritos no tópico 4, demonstrando assim o vínculo com a Tectônica

Global. Uma quarta força é o soerguimento vertical ou subsidência de largas porções da crosta (**Figura 10.10**), o que pode ser induzido pelo aquecimento ou resfriamento do manto subjacente (causando sua expansão ou afinamento), ou ainda por acúmulo de grande espessura de sedimentos ou por processos erosivos preferenciais em determinadas regiões.

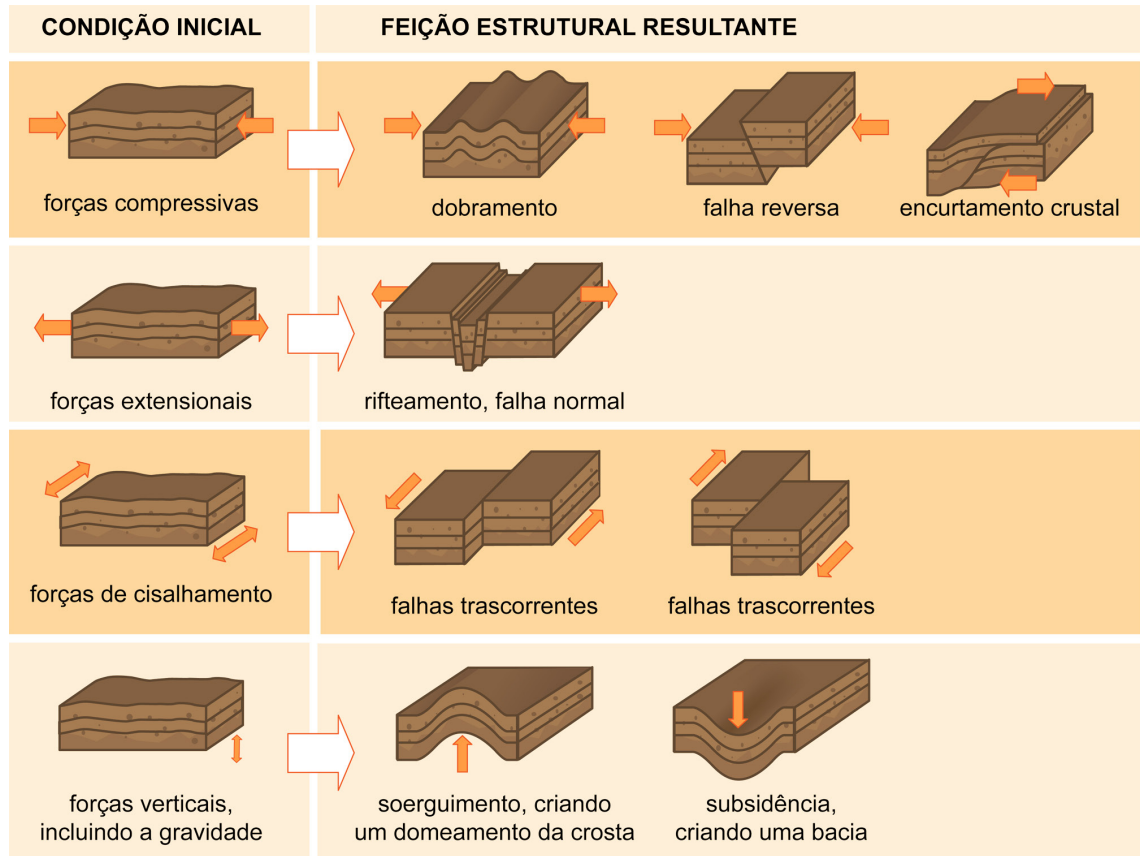


Figura 10.10: Correlação entre grandes estruturas da crosta e forças geradoras.

A seguir, vamos caracterizar as principais feições deformacionais da crosta terrestre.

10.4.1 Dobras

Dobras são, por definição, ondulações em rochas, que podem ser quantificadas pelos parâmetros geométricos amplitude e comprimento de onda. São produzidas por esforços compressivos ou extensionais, em domínios dúcteis crustais, estando associadas em geral à formação de cadeias

de montanhas (Andes, Alpes, Himalaia). Em outras palavras, trata-se de **deformações dúcteis** de corpos rochosos de grande amplitude e, por isso, com expressão morfológica visível até em imagens de satélite.

Os elementos geométricos que compõem uma superfície dobrada são apresentados na **figura 10.11**, a saber: eixo da dobra, flanco e plano axial. Esses parâmetros são úteis na caracterização do tipo ou estilo das dobras e sua origem. Nesse sentido, existem diversas classificações com base na geometria do eixo e superfície do plano axial, da superfície dobrada e ainda de acordo com

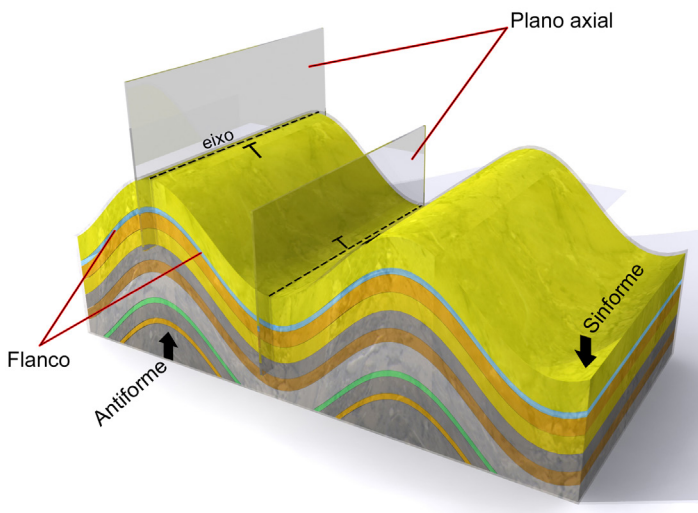


Figura 10.11: Elementos geométricos de uma dobra.

critérios estratigráficos. De outra parte, a feição morfológica deformacional pode ser classificada como antiforme ou sinforme, com base no parâmetro de fechamento da superfície dobrada, respectivamente, convexa e côncava das camadas, conforme apresentado na **figura 10.11**. Em função da complexidade das deformações e seus estilos, podem ser formadas diferentes paisagens terrestres, muitas espetaculares como a ilustrada na imagem aérea da **figura 10.12**.



Figura 10.12: Paisagem formada pela conjunção de diferentes estilos de deformações tectônicas. A crista na parte superior da imagem aérea é uma estrutura antiformal (por conter camadas rochosas mais resistentes à erosão). A estrutura que aparece na porção inferior da foto (de relevo mais baixo) é uma sinformal.

Existem dois tipos principais de dobras: as **tectônicas** e as **atectônicas**. As do primeiro tipo estão associadas à dinâmica interna, ou seja, à ação da pressão dirigida e temperatura elevada, que causam o encurtamento das camadas perpendicularmente à superfície axial das dobras. Têm expressão regional e são comuns em cordilheiras de montanhas associadas à Tectônica Global (tópico 4). Esse mecanismo é acompanhado pelo cisalhamento, que são forças que empurram os lados das camadas em sentidos opostos. Em consequência das deformações tectônicas, ocorre mudança na espessura e no comprimento das camadas. Já as dobras atectônicas, de expressão apenas local, restringem-se, via de regra, a uma parte das camadas rochosas. Estão relacionadas à dinâmica externa do planeta, sendo desencadeadas pela ação da força de gravidade (peso do pacote rochoso superior ou alguma heterogeneidade presente nessas camadas, por exemplo, a ocorrência de clastos e/ou blocos em seu interior).

10.4.2 Falhas

Enquanto as dobras se formam nos domínios dúcteis da crosta, as **falhas** formam-se nos domínios rúpteis, induzidas também pela dinâmica interna da Terra.

Em termos geométricos, trata-se de estruturas descontínuas expressas morfológicamente por superfícies lineares ou curvilíneas no terreno, envolvendo deslocamento diferencial de porções adjacentes da crosta, desde poucos centímetros a dezenas ou até centenas de quilômetros. A região deformada é de grande magnitude, é a zona de falha. Nas falhas ativas, terremotos são comuns em uma larga zona associada a ela, a qual apresenta relevo característico, com escalonamentos topográficos retilíneos, sendo facilmente reconhecível em fotos aéreas e imagens de satélites (**Figura 10.13**). Os diferentes tipos de falha, por sua vez, associam-se a distintos tipos de esforços (compressivos, distensivos, translacionais) que estão relacionados à movimentação das placas litosféricas em escala planetária.

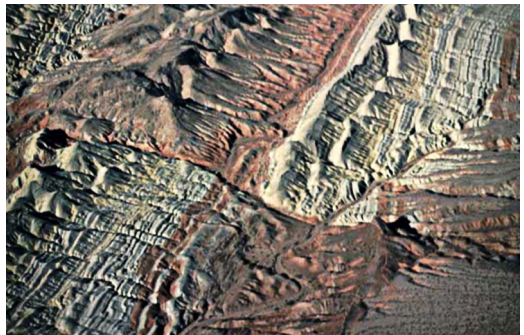


Figura 10.13: Feição morfológica da falha de San Andréas, na Califórnia (EUA), uma das falhas ativas da Terra, onde ocorrem frequentes terremotos.

As falhas aproveitam planos e/ou superfícies, que representam **fraturas** pré-existent na crosta (**Figura 10.14**), ao longo dos quais ocorreu o deslocamento relativo dos blocos crustais. Na verdade, as falhas refletem o deslocamento relativo de blocos separados por planos de fraturas; estas, por definição, ao contrário das falhas,

não envolvem movimento relativo entre blocos adjacentes à rocha. Contudo, elas servem de conduto para a injeção de magmas, para a percolação de fluidos aquosos quentes e/ou hidrocarbonetos (componentes do petróleo) e ainda para a infiltração da água superficial.



Figura 10.14: Exemplo de um sistema de fraturas na rocha: planos preferenciais de ruptura (domínio rúptil crustal).

10.4.2.1 Elementos geométricos da Falha

Em termos geométricos, podem-se caracterizar três tipos de falhas principais: a **falha normal** (ou de **gravidade**), a **falha inversa**, a **falha de empurrão** e a **falha transcorrente**, como indica a **figura 10.15**. Nas falhas normais, o plano de deslocamento é muito inclinado, sendo que um dos blocos (chamado lapa capa) desce relativamente ao outro (capa lapa). Esse tipo de feição está associado a esforços distensivos e pode produzir grandes feições geomorfológicas alinhadas com blocos elevados ladeando uma área central mais baixa. Um dos exemplos mais notáveis no Brasil de conjuntos de falhas do tipo normal é o Vale do Paraíba, ladeado pela Serra da Mantiqueira e pela Serra do Mar. Outra situação espetacular ocorre no Leste Africano, onde um conjunto de falhas normais ativas denuncia o processo embrionário da formação de um futuro oceano (tópico 4).

Nas falhas inversas, é a lapa capa que sobe relativamente à capa lapa, refletindo um processo de compressão, ao contrário da falha normal.. Esse tipo de estrutura é comum em cordilheiras

formadas em região de colisão de placas, por exemplo, nos Andes e Himalaias, da mesma forma que as falhas de empurrão, e se associa com amplas zonas de cisalhamento com presença de milonitos e ultramilonitos. Neste último tipo, o plano de deslocamento é sub-horizontal (menos de 30°), o que facilita o processo de encurtamento crustal, havendo ruptura e sobreposição de uma mesma camada devido aos esforços compressivos (pressão direcional). Evidentemente, os esforços compressivos e/ou distensivos podem conduzir a situações em que as falhas tenham rejeito oblíquo, ou seja, combinem características de dois ou mais tipos de falhas. Vale novamente lembrar que todas essas estruturas rúpteis são oriundas da dinâmica interna do planeta, que induz a Tectônica Global. A **figura 10.15** apresenta os três tipos de falhas.

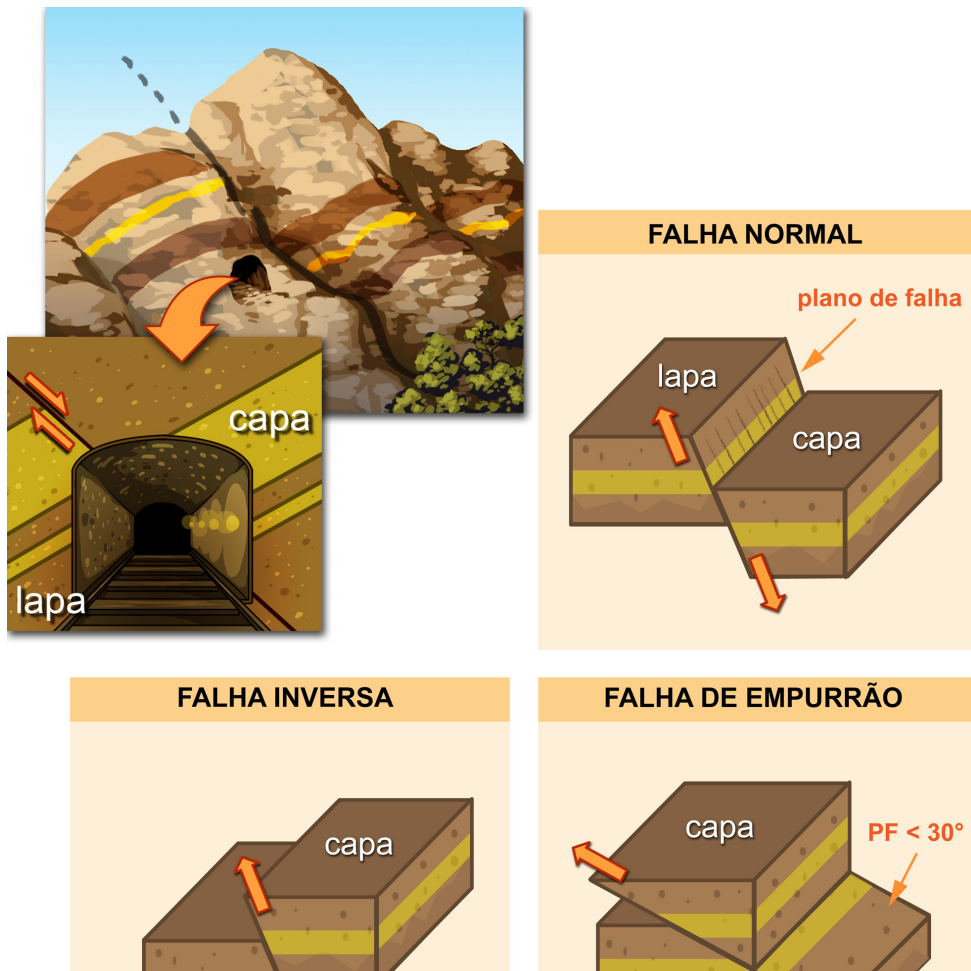


Figura 10.15: Esquemas ilustrando os tipos principais de falhas: normal, de empurrão e inversa.

As falhas transcorrentes, por sua vez, produzem algumas das feições mais espetaculares vistas na superfície da crosta terrestre, estando associadas a extensas zonas de cisalhamento onde ocorrem milonitos e ultramilonitos e uma forte sismicidade. Algumas delas correspondem, inclusive, a limites de placas litosféricas, como a falha de San Andrés na Califórnia (tópico 4; ver **Figura 10.13**).

Ao contrário dos demais tipos citados, as falhas transcorrentes apresentam deslocamento horizontal (o plano de deslocamento é subvertical) entre os blocos e têm extensão de dezenas a centenas de quilômetros e largura da ordem de dezenas a centenas de metros. O movimento de uma falha transcorrente pode ser sinistral (anti-horário) ou dextral (horário).

No caso específico do assoalho oceânico, esse tipo de estrutura translacional recebe o nome de falha transformante. Essas estruturas seccionam e deslocam periodicamente a cadeia meso-oceânica perpendicular a ela, em associação com o crescimento do assoalho por meio da injeção constante de magma (tópicos 4 e 9).

De outra parte, a classificação geométrica de uma falha é importante para a sua caracterização espacial e, para tanto, são utilizados os seguintes elementos componentes: **Plano da falha**, **capa** (teto) e **lapa** (muro), tendo por referência o deslocamento relativo dos blocos, e o **Rejeito** da falha (**Figura 10.16**). Além disso, no reconhecimento de falhas, utilizam-se outras feições, tais como o **espelho da falha** (uma superfície fina, lisa e brilhante, gerada pelo material triturado) e as **estrias de atrito**, que são desenvolvidas no plano de falha por minerais de alta dureza durante a movimentação relativa dos blocos. Por meio das estrias de atrito, é possível deduzir o sentido do movimento da falha. Outras evidências de uma falha são os reflexos morfológicos, tais como escarpas alinhadas e escalonadas, vales triangulares e trapezoidais, repetição ou omissão de camadas geológicas na superfície do terreno e condicionamento de drenagens. Imagens aéreas e métodos geofísicos são comumente empregados na identificação de evidências de falhas.

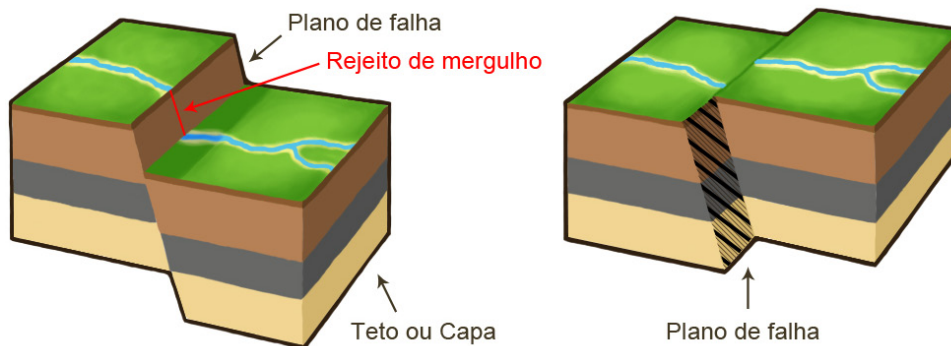


Figura 10.16: Elementos geométricos de falhas. As hachuras representam o plano de falha onde ocorrem as estrias de atrito e o espelho da falha

Em síntese, os estudos das rochas metamórficas e suas estruturas são de importância fundamental para a compreensão do comportamento da litosfera, em especial, auxiliando na identificação de grandes estruturas rochosas geradas pela dinâmica interna no decorrer da evolução geológica do planeta e, com isso, auxiliando na prospecção de bens minerais e outros, úteis para a sociedade moderna.

Bibliografia

- PRESS, F., SIEVER, R., GROTZINGER, J., JORDAN, T.H., 2006. **Para entender a Terra**. 4ª edição. Tradução R. Menegat (coord.) ...[et al.] Bookman, Porto Alegre, 656p.
- TEIXEIRA W, FAIRCHILD T, TOLEDO M.C.M, TAIOLI F. (2009). **Decifrando a Terra**, 2a Ed., Companhia Editora Nacional, 623p.
- WICANDER, R., MONROE, J.S., 2009. **Fundamentos de Geologia**. Tradução H.O. Avritcher; revisão técnica M.A. Carneiro. Cengage Learning Edições, São Paulo, 508p.