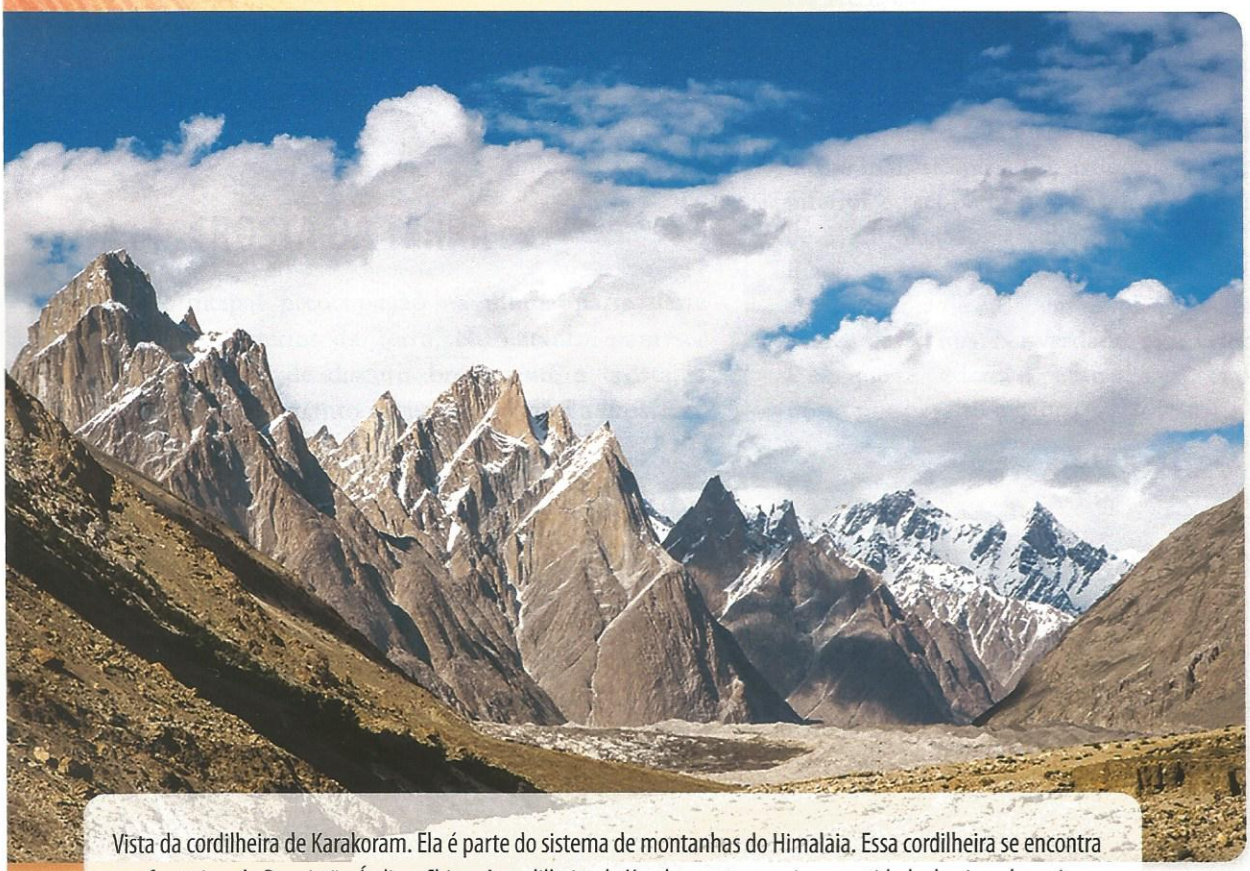
9 Deformação, formação de montanhas e continentes



© K_Boonnitrod/Shutterstock

Vista da cordilheira de Karakoram. Ela é parte do sistema de montanhas do Himalaia. Essa cordilheira se encontra nas fronteiras do Paquistão, Índia e China. A cordilheira de Karakoram tem maior quantidade de picos de mais de 8.000 m de altura do que qualquer outra cordilheira de montanhas, incluindo o K2 que, com 8.611 m, é o segundo pico mais alto da Terra. Além disso, a cordilheira tem grande concentração de geleiras.

Introdução

"A Terra é um planeta ativo com processos movidos pelo calor interno, particularmente movimentos de placas."

A expressão "sólido como uma rocha" significa permanência e durabilidade, mas você já sabe que quando as rochas sofrem a ação do tempo elas se desagregam e se decompõem (ver Capítulo 6) e se comportam de forma muito diferente durante o metamorfismo (ver Capítulo 7). Sob enorme pressão e alta temperatura, a vários quilômetros abaixo da superfície, as camadas de rocha são forçadas e na verdade se amassam ou se dobram, embora permaneçam sólidas. E em profundidades rasas elas podem se fraturar, ou se dobrar e fraturar (Figura 9.1). Em qualquer caso, as forças dinâmicas dentro da Terra causam **deformação**, termo geral para todas as modificações na forma ou no volume das rochas.

O fato de as forças dinâmicas continuarem operando no interior da Terra é óbvio em razão de atividade sísmica, vulcanismo, movimentos de placas e da evolução das montanhas na América do Sul, na Ásia e em outros lugares. Em suma, a Terra é um planeta ativo com vários processos movidos por calor interno, especialmente movimentos de placas. Grande parte da atividade sísmica, vulcanismo, deformação e formação de montanhas da Terra ocorre nos limites das placas convergentes. Os outros planetas terrestres e a Lua da Terra, com a possível exceção de Vênus, mostram pouca evidência de deformação contínua, vulcanismo, e assim por diante.

A origem das cordilheiras de montanhas continentais verdadeiramente grandes da Terra envolve uma tremenda deformação – geralmente acompanhada de cristalização de plútons magmáticos, vulcanismo e metamorfismo – nos limites das placas convergentes. E, em alguns casos, essa atividade é cotidiana. Assim, a deformação e a formação de montanhas são tópicos intimamente relacionados e, consequentemente, consideramos ambos neste capítulo.

deformação Termo geral para qualquer mudança na forma ou no volume, ou em ambos, de rochas em resposta à tensão; envolve dobra e fratura.

O passado e a evolução contínua dos continentes envolvem não só a deformação em margens continentais ativas, mas também adições de material novo nos continentes existentes, um fenômeno conhecido como *acreção continental* (veja o Capítulo 17). A América do Norte, por exemplo, nem sempre teve sua forma e área atuais. Na verdade, ela começou a evoluir durante o Arqueano (4,6 a 2,5 bilhões de anos atrás) conforme material novo foi adicionado ao continente em faixas de deformação ao longo de suas margens.

Grande parte deste capítulo é dedicada a uma revisão das estruturas geológicas, como camadas de rocha dobradas e fraturadas, resultantes de deformações; sua terminologia descritiva e as forças responsáveis por elas. Há várias razões práticas para o estudo das deformações e da formação das montanhas. Porque as camadas de rochas deformadas fornecem um registro dos tipos e das intensidades das forças que operavam no passado. Assim, as interpretações dessas estruturas permitem satisfazer a nossa curiosidade sobre a história da Terra e, além disso, esses estudos são essenciais nos esforços de engenharia, como a escolha de locais para barragens, pontes e usinas nucleares, especialmente se elas estão em áreas de deformação contínua. E também, muitos aspectos da mineração e da exploração de petróleo e gás natural dependem da correta identificação das estruturas geológicas.

Objetivos de Aprendizagem (OA)

Ao finalizar este capítulo você será capaz de:

- **OA1** Explicar como a deformação das rochas ocorre
- **OA2** Entender direção e mergulho – a orientação das camadas de rocha deformadas
- **OA3** Identificar os tipos de estruturas geológicas e deformação
- **OA4** Compreender a deformação e a origem das montanhas
- **OA5** Descrever a crosta continental da Terra

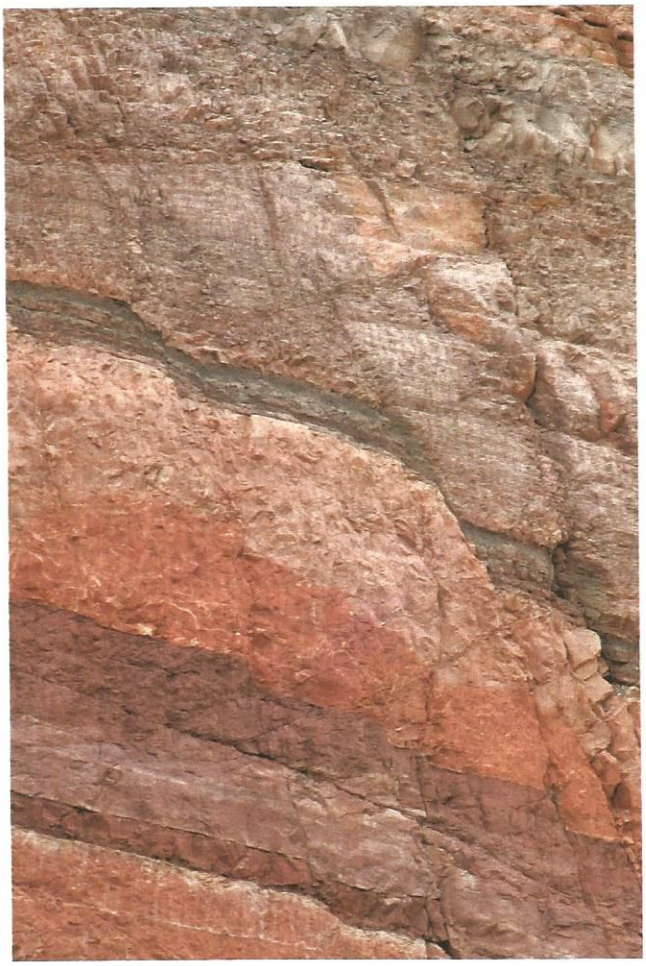
OA1 DEFORMAÇÃO DA ROCHA: COMO ISSO OCORRE?

Definimos o termo *deformação* como qualquer modificação no volume ou na forma de rochas, mas a nossa

Figura 9.1 Muitas rochas mostram os efeitos da deformação

James S. Monroe

a. Estas camadas de rocha nas montanhas dos Balcãs, na Sérvia, foram dobradas. A dimensão vertical da imagem é de cerca de 10 m.



Sue Monroe

b. Rochas deformadas em Utah, por fratura. Observe que a continuidade das camadas rochosas foi deslocada pela fratura. Esse deslocamento é chamado de falha pelos geólogos.

tensão Força aplicada por unidade de área em um material como a rocha.

distensão Deformação provocada pela tensão.

compressão Tensão resultante da pressão dos materiais por forças externas voltadas umas para as outras.

tração Tipo de tensão na qual as forças atuam em direções opostas, mas ao longo da mesma linha, tendendo assim a esticar um objeto.

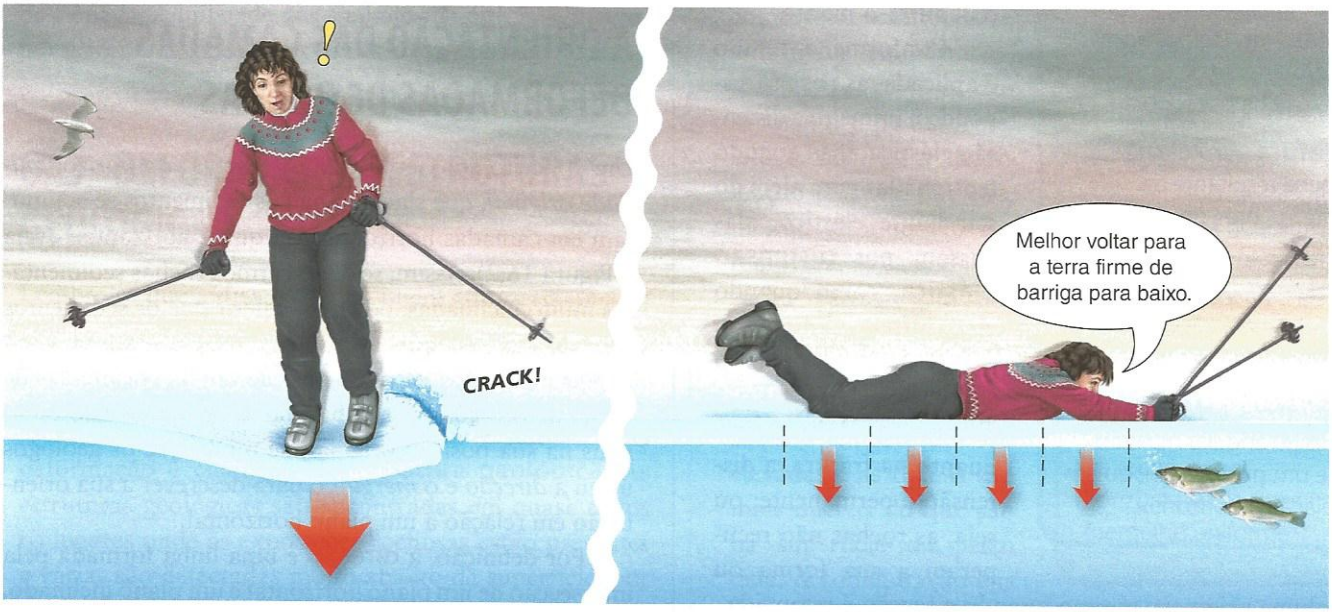
referência para as rochas significa camadas de rocha, como representada em muitas imagens neste texto, não fragmentos isolados que você pode encontrar no seu caminho ou em um leito de rio. O tipo de rocha é irrelevante, embora as rochas sedimentares mostrem os efeitos da deformação mais claramente. Em qualquer caso, as camadas de rocha podem ser amassadas em dobras ou fraturadas, como resultado da **tensão** que decorre da força aplicada a determinada área de rocha. A resistência interna da rocha opõe-se à tensão, mas se ela for grande o suficiente, a rocha sofre **distensão**, que é simplesmente a deformação causada pela tensão. A terminologia é um pouco confusa no início, mas a discussão seguinte e a referência à Figura 9.2 ajudarão a entender esses termos.

Tensão e distensão

Lembre-se de que a tensão é a força aplicada a determinada área da rocha, geralmente expressa em quilogramas por centímetro quadrado (kg/cm^2). Por exemplo, a tensão, ou força, exercida por uma pessoa que anda em uma lagoa coberta de gelo é uma função do peso da pessoa e a área abaixo de seus pés. A força interna do gelo resiste à tensão, a menos que a tensão seja grande demais, caso em que o gelo pode virar ou se quebrar (Figura 9.2), conforme ele é tensionado (deformado). Para evitar a quebra do gelo, a pessoa pode deitar-se; isso não reduz seu peso sobre o gelo, mas o distribui sobre uma área maior, reduzindo assim a tensão por unidade de área.

Embora a tensão seja a força por unidade de área, ela vem em três variedades: *compressão*, *tração* e *cisalhamento*. Na **compressão**, os materiais são espremidos ou comprimidos, por forças dirigidas umas contra as outras ao longo da mesma linha, como quando você aperta uma bola de borracha em sua mão. As camadas de rocha em compressão tendem a ser encurtadas na direção da tensão, quer por dobra quer por fratura (Figura 9.1). A **tração** resulta de forças que atuam ao longo

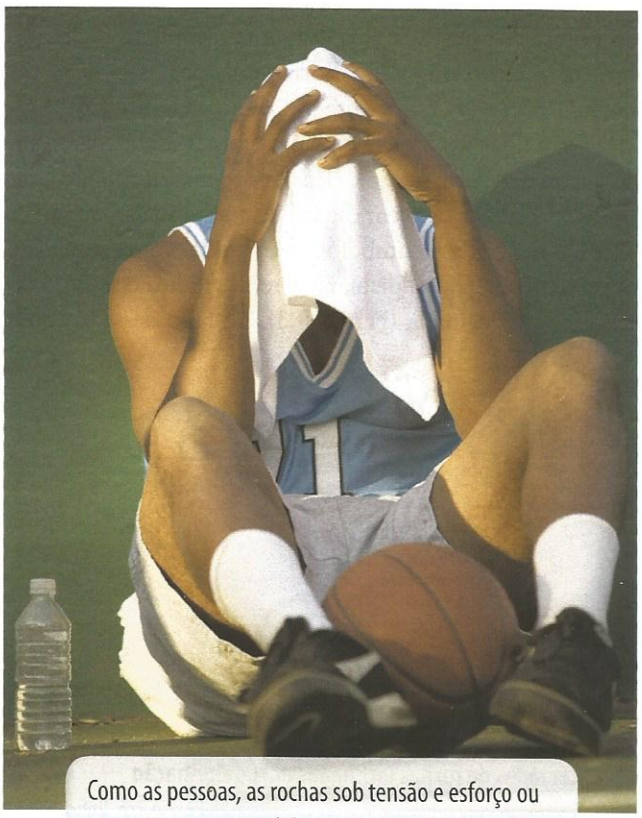
Figura 9.2 Tensão e deformação exercidas sobre uma lagoa coberta de gelo



© 2013 Cengage Learning

a. A mulher pesa 65 kg (6.500 g). Seu peso é transferido ao gelo por meio de seus pés, que têm uma área de contato de 120 cm^2. A tensão que ela exerce sobre o gelo (6.500/120 cm^2) é de 54 g/cm^2. Essa tensão é suficiente para fazer o gelo rachar.

b. Para evitar mergulhar na água gelada, a mulher fica deitada, diminuindo assim a tensão que ela exerce sobre o gelo. Seu peso permanece o mesmo, mas sua área de contato com o gelo é 3.150 cm^2, de modo que a tensão é apenas cerca de 2 g/cm^2 (6.500 g/3.150 cm^2), o que é bem abaixo do limiar necessário para quebrar o gelo.



© Brand X Pictures/JupiterImages

Como as pessoas, as rochas sob tensão e esforço ou se recuperam, ou se dobram ou se quebram.

da mesma linha, mas em sentidos opostos. A tração tende a alongar as rochas ou separá-las. A propósito, as rochas são muito mais fortes em compressão do que em tração. Na **tensão de cisalhamento**, as forças agem paralelamente umas às outras, mas em direções opostas, resultando na deformação por deslocamento ao longo de planos estreitamente espaçados.

tensão de cisalhamento
Resultado de forças que atuam paralelamente umas às outras, mas em direções opostas; resulta na deformação por deslocamento de camadas adjacentes ao longo dos planos estreitamente espaçados.

distensão elástica
Tipo de deformação na qual o material retorna à sua forma original quando a tensão é relaxada.

Tipos de distensão

Os geólogos caracterizam a **distensão** como **elástica** se as rochas deformadas retornam à sua forma original quando as forças deformantes são relaxadas. Na Figura 9.2, o gelo na lagoa pode dobrar sob o peso de uma pessoa, mas retorna à sua forma original, uma vez que a pessoa se retira. Como você poderia esperar, as rochas não são muito elásticas, mas a crosta da Terra se comporta elasticamente quando carregada pelo

distensão plástica Deformação permanente de um sólido sem falha por fratura.

fratura Ruptura na rocha resultante da intensa pressão aplicada.

direção Linha formada pela intersecção de um plano inclinado e um plano horizontal.

mergulho Medida do desvio angular máximo de um plano inclinado em relação à horizontal.

gelo glacial e pressionada contra o manto.

Conforme a tensão é aplicada, as rochas respondem primeiro a distensão elástica, mas quando tensionadas para além do seu limite elástico, elas passam por **distensão plástica**, como quando elas sofrem dobras ou elas se comportam como sólidos frágeis e **fraturas**. Tanto no dobramento quanto na fratura, a distensão é permanente; ou seja, as rochas não recuperam a sua forma ou volume originais, mesmo quando a tensão é removida.

Dependendo do tipo de tensão aplicada, pressão e temperatura, tipo de rocha e extensão de tempo que as rochas são submetidas à tensão, a distensão pode ser elástica, plástica ou rúptil. Uma pequena tensão aplicada numa rocha durante um longo período, à semelhança de uma prateleira suportada apenas nas suas extremidades, fará com que a rocha arqueie, deformando-se plasticamente. Em contrapartida, uma grande tensão aplicada rapidamente no mesmo objeto, como quando atingido por um martelo, resulta em fratura. O tipo de rocha é importante porque nem todas as rochas têm a mesma resistência interna e, assim, respondem à tensão de formas diferentes. Algumas rochas são *dúcteis*, enquanto outras são *quebradiças* (rúptil). As rochas quebradiças mostram pouca ou nenhuma distensão plástica antes de fraturar, mas as rochas dúcteis não.

Muitas rochas mostram os efeitos da distensão plástica que devem ter ocorrido nas profundezas da crosta. Na superfície, ou próximo dela, as rochas comumente se comportam como sólidos quebradiços e fraturam, mas na profundidade, elas se tornam mais dúcteis com o aumento da pressão e da temperatura.

OA2 DIREÇÃO E MERGULHO: A ORIENTAÇÃO DAS CAMADAS DEFORMADAS DE ROCHAS

Um conceito em Geologia é o *princípio da horizontalidade original*, que significa que os sedimentos se acumulam em camadas horizontais ou quase horizontais (veja a Figura 16.2). Assim, se observarmos rochas sedimentares muito inclinadas, podemos inferir que os sedimentos foram depositados quase horizontalmente, litificados e depois inclinados para sua posição atual. As camadas de rocha deformadas por dobra, falha ou ambas não estão mais na sua posição original, de modo que os geólogos usam a *direção* e o *mergulho* para descrever a sua orientação em relação a um plano horizontal.

Por definição, a **direção** é uma linha formada pela intersecção de um plano horizontal e um plano inclinado. As superfícies das camadas de rocha na Figura 9.3 são bons exemplos de planos inclinados, enquanto a superfície da terra é um plano horizontal. A linha formada na intersecção desses planos é a direção das camadas de rocha. A orientação espacial da direção é determinada usando-se uma bússola para medir o ângulo em relação ao norte. **Mergulho** é o ângulo que um plano inclinado faz em relação ao plano horizontal, por isso deve ser medida perpendicularmente à direção. (Figura 9.3).

Os mapas geológicos que mostram a idade, distribuição areal e estruturas geológicas das rochas, usam um símbolo especial para indicar direção e mergulho das camadas. O traço maior desse símbolo indica a direção da camada e o traço menor, perpendicular à direção, indica o sentido do mergulho da camada (Figura 9.3). Ao lado desse símbolo

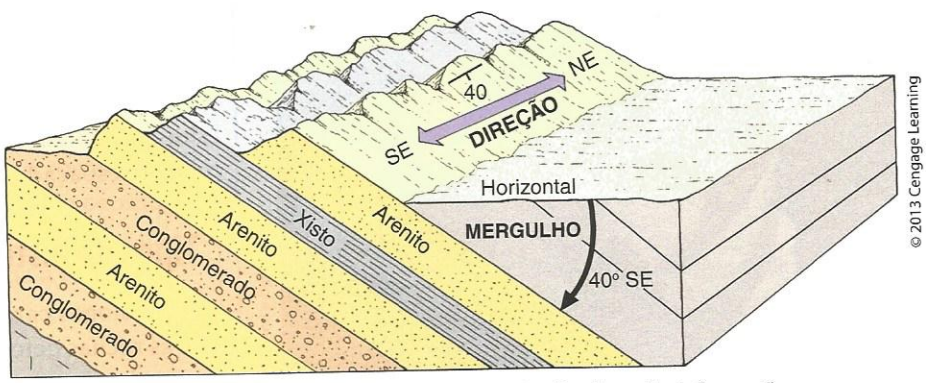


Figura 9.3 Direção e mergulho de camadas de rochas inclinadas pela deformação
Podemos inferir que os sedimentos nesta ilustração foram depositados na horizontal ou quase isso, litificados e depois inclinadas. Para descrever sua orientação, os geólogos usam os termos direção e mergulho. Direção é a linha formada pela intersecção de um plano horizontal com um plano inclinado. Mergulho é o angulo máximo do plano inclinado em relação a um plano horizontal. Observe o símbolo que mostra a direção e o mergulho.

está um número que corresponde ao ângulo do mergulho da camada. A utilidade dos símbolos de direção e mergulho se tornará evidente nas seções sobre dobras e falhas.

OA3 DEFORMAÇÃO E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS

Lembre-se que a *distensão*, em inglês *strain*, refere-se a mudanças na forma ou no volume das rochas. Durante a distensão, as rochas podem ser comprimidas em dobras, fraturadas ou, talvez, dobradas e fraturadas. Qualquer uma dessas características resultantes da deformação é chamada de **estrutura geológica**. As estruturas geológicas são encontradas em quase todos os lugares onde as exposições rochosas estão presentes e várias são detectadas muito abaixo da superfície, por perfuração e por diversas técnicas geofísicas.

Camadas de rocha dobradas

Se você colocar suas mãos sobre uma toalha de mesa e movê-las na direção de uma para a outra, a toalha de mesa forma uma série de dobras arqueadas, para cima e para baixo. As camadas de rocha se comportam de forma semelhante em compressão, conforme se deformam em **dobras**, mas neste caso o dobramento é permanente. Isto é, ocorreu a deformação plástica, por isso, mesmo se a tensão for removida, as camadas de rocha permanecem dobradas. O dobramento é mais intenso no interior da crosta, onde a pressão e a temperatura são elevadas e as rochas são mais dúcteis do que são na superfície ou perto dela. A configuração das dobras e a intensidade do dobramento variam, mas existem apenas três tipos básicos de dobras: *monoclinais*, *anticlinais* e *sinclinais*.

estrutura geológica Qualquer característica nas rochas que resulta da deformação, como dobras, juntas e falhas.

dobra Tipo de estrutura geológica na qual as características planares em camadas de rocha, como acamamento e foliação, foram curvadas.

monoclinal Curvatura ou flexão em camadas de rocha, outrora horizontalizada, agora com mergulho uniforme.

Monoclinais Uma curvatura ou flexão simples, com mergulho uniforme, em camadas de rocha originalmente horizontais é uma **monoclinal**. A grande

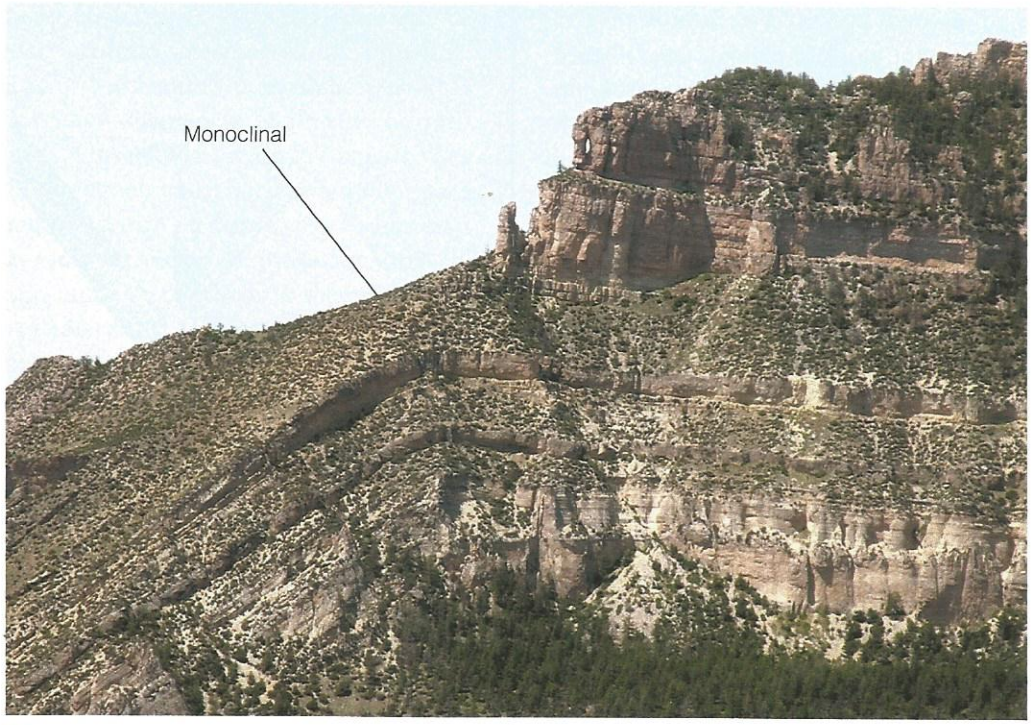
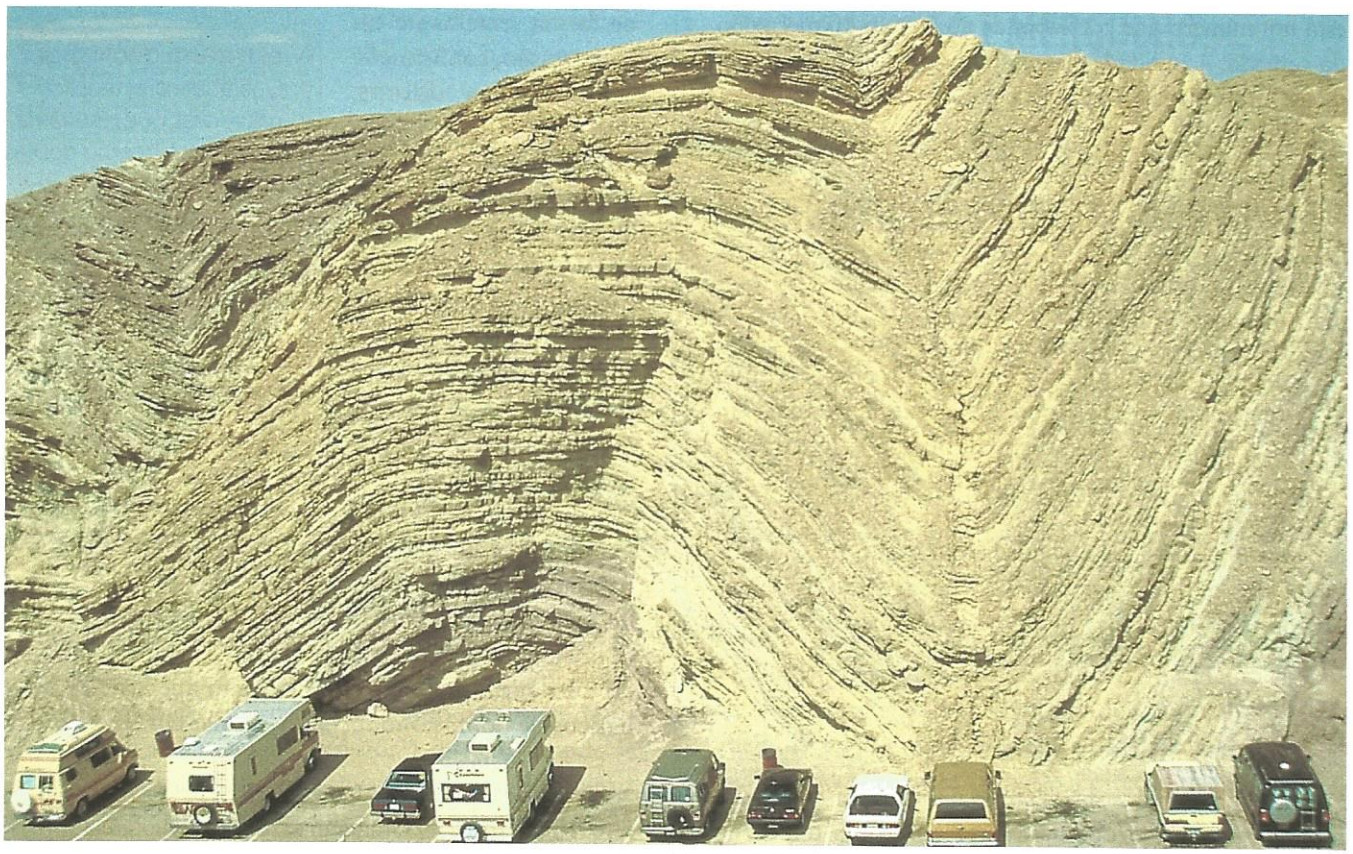


Figura 9.4 Monoclinal
Um monoclinal nas montanhas Bighorn, em Wyoming.



Reed Wicander

Figura 9.5 Anticlinais e sinclinais
Rochas dobradas nas montanhas Calico do sudeste da Califórnia. A compressão foi responsável por essas dobras, que são, da esquerda para a direita, uma sinclinal, uma anticlinal e uma sinclinal.

anticlinal Dobra arqueada para cima (convexa), na qual as rochas mais antigas coincidem com o eixo de dobra e todos os estratos mergulham para além do eixo.

sinclinal Dobra arqueada para baixo (côncava), na qual as rochas mais jovens coincidem com o eixo de dobra e todos os estratos mergulham na direção do eixo.

monoclinal na Figura 9.4 se formou quando as montanhas Bighorn em Wyoming subiram verticalmente ao longo de uma fratura. A fratura não penetrou até a superfície, assim conforme a elevação das montanhas prosseguiu, as rochas perto da superfície foram dobradas, de modo que elas agora parecem estar estendidas sobre a margem do bloco elevado.

Anticlinais e sinclinais

Anticlinal é uma dobra arqueada para cima, ou convexa para cima, com as camadas de rochas mais antigas no seu núcleo, ao passo que uma **sinclinal** é uma dobra arqueada para baixo,

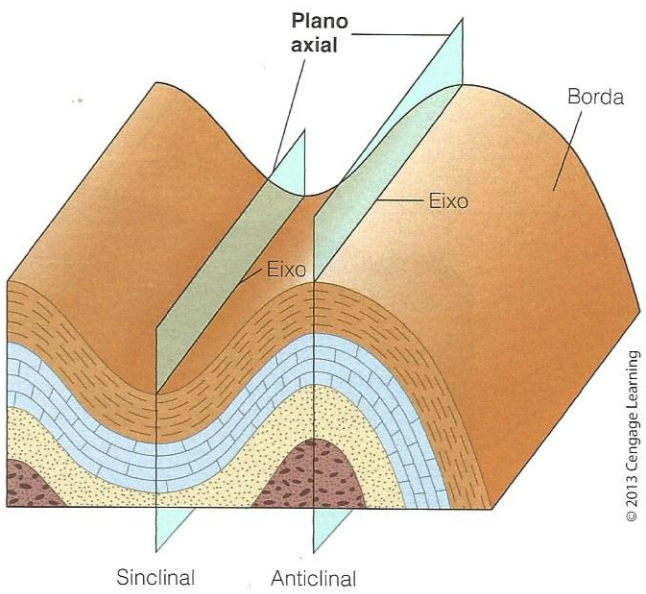
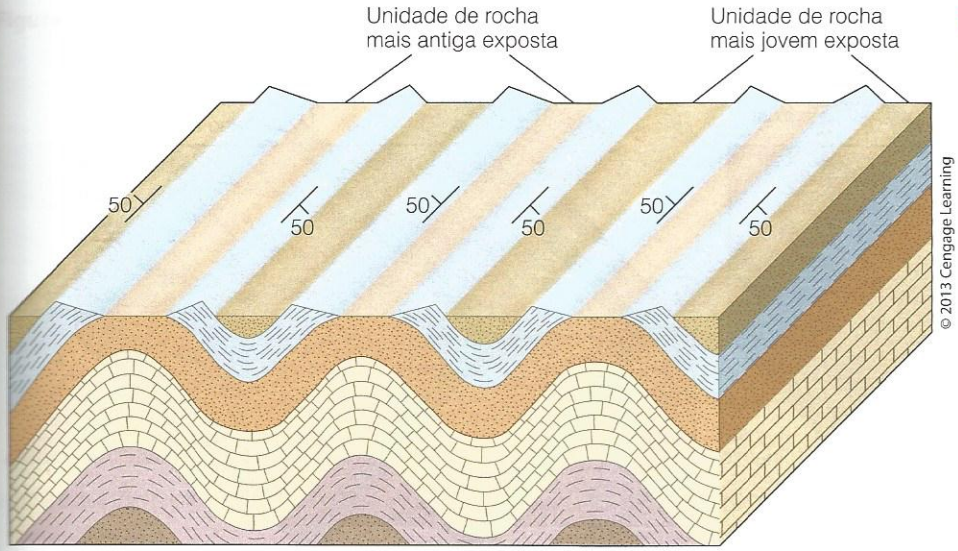


Figura 9.6 Planos axiais de sinclinal e anticlinal
Sinclinal e anticlinal que mostram o plano axial, o eixo e as bordas dobradas.



© 2013 Cengage Learning

Figura 9.7 Sinclinais e anticlinais erodidas
Os geólogos identificam anticlinais e sinclinais erodidas pela direção e mergulho e pelas idades relativas das camadas de rocha dobradas.

ou convexa para baixo, na qual as camadas de rochas mais jovens estão em seu núcleo (Figura 9.5). Anticlinais e sinclinais têm um plano axial que conecta os pontos de máxima curvatura de cada camada dobrada (Figura 9.6). O plano axial divide as dobras em metades, cada metade é uma *borda*. Em razão de as dobras serem mais frequentemente encontradas em uma série de anticlinais alternando com sinclinais, a anticlinal com a sinclinal adjacente compartilham uma borda.

As dobras são comumente expostas em áreas de erosão profunda. Contudo, mesmo quando intemperizadas, a direção e o mergulho e as idades relativas das camadas dobradas distinguem facilmente os anticlinais de sinclinais. Observe na Figura 9.7 que na vista da superfície da anticlinal, cada borda mergulha para fora ou para longe do centro da dobra, e as rochas mais antigas expostas estão no núcleo da dobra. Em uma sinclinal erodida, no entanto, cada borda mergulha para dentro, em direção ao centro da dobra, onde são encontradas as rochas mais jovens.

As dobras descritas até agora estão na posição *vertical*, o que significa que seus planos axiais são verticais e ambas as bordas da dobra mergulham no mesmo ângulo (Figura 9.7). Em muitas dobras, o plano axial não é vertical, as bordas mergulham em ângulos diferentes e as dobras são caracterizadas como *inclinadas* (Figura 9.8a). Se ambas as bordas mergulham na mesma direção, a dobra está *invertida*. Isto é, uma borda foi girada mais de 90 graus da sua posição original, de modo que ela está agora de cabeça para baixo (Figura 9.8b). Em algumas áreas, a deformação foi tão intensa que os planos axiais das dobras são agora horizontais, dando origem ao que os geólogos chamam de *dobras recumbente* (Figura 9.8c). Dobras invertidas e recumbentes são particularmente comuns em montanhas resultantes de compressão nos limites das placas convergentes.

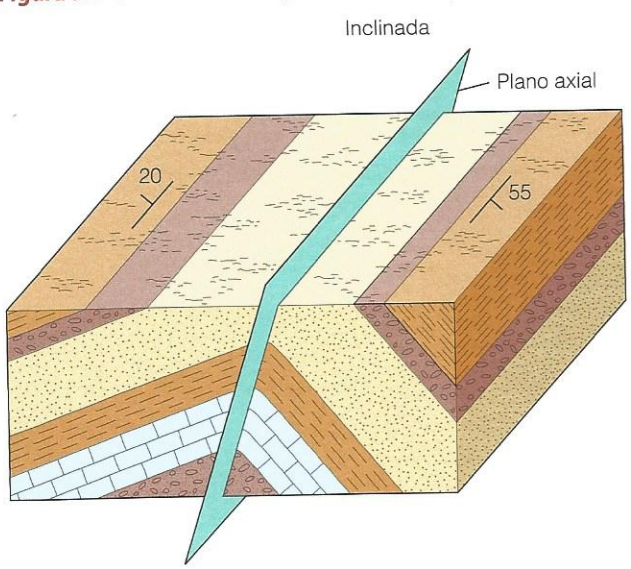
É importante lembrar que as anticlinais e as sinclinais são apenas camadas dobradas de rocha e não correspondem necessariamente a áreas altas ou baixas na superfície.

Dobras com caimento

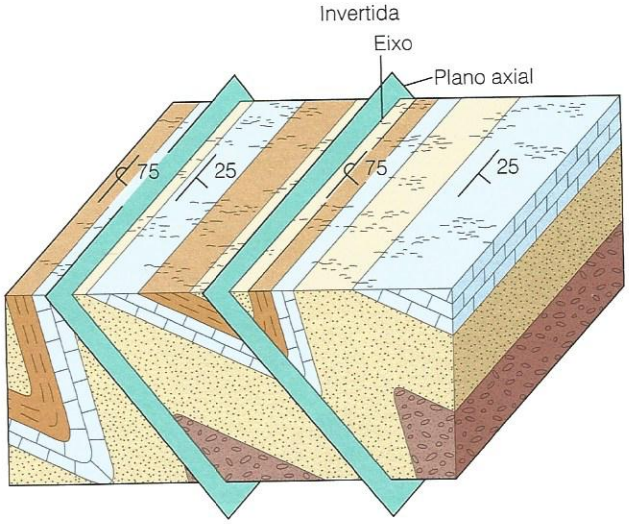
Em algumas dobras, o eixo de dobra – uma linha formada pela intersecção do plano axial com as camadas dobradas – é horizontal e as dobras *não têm caimento* (Figura 9.7). Mais comumente, no entanto, são os eixos inclinados, de modo que eles parecem mergulhar abaixo de rochas adjacentes. Nesse caso, diz-se que as dobras *têm caimento* (Figura 9.9).

Pode parecer que, com essa complicação adicional, diferenciar anticlinais e sinclinais com caimento seja muito mais difícil. No entanto, você pode usar exatamente os mesmos critérios que utilizou para as dobras sem caimento. Portanto, todas as camadas de rocha mergulham para longe do eixo de dobra, em anticlinais com caimento, e em direção ao eixo, em sinclinais com caimento. As rochas mais antigas expostas estão no núcleo de uma anticlinal erodida com caimento erodido, enquanto as

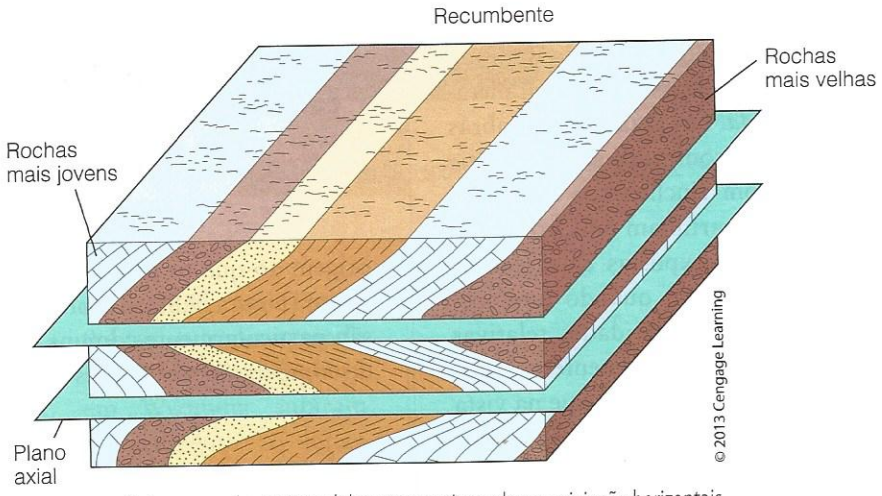
Figura 9.8 Dobras inclinadas, viradas e reclinadas



a. Dobra inclinada. O plano axial não é vertical e as bordas da dobra inclinam em ângulos diferentes.



b. Dobras invertidas. Ambas as bordas da dobra mergulham na mesma direção, mas uma borda está invertida. Observe o símbolo de direção e inclinação modificado para indicar abas invertidas.



c. Dobras recumbentes são dobras nas quais os planos axiais são horizontais.

domo Estrutura geológica bastante circular, na qual todas as camadas de rocha mergulham para longe de um ponto central e as rochas mais antigas estão no centro do domo.

bacia Dobra circular em que todos os estratos mergulham para dentro, em direção a um ponto central, e o estrato mais jovem está no centro.

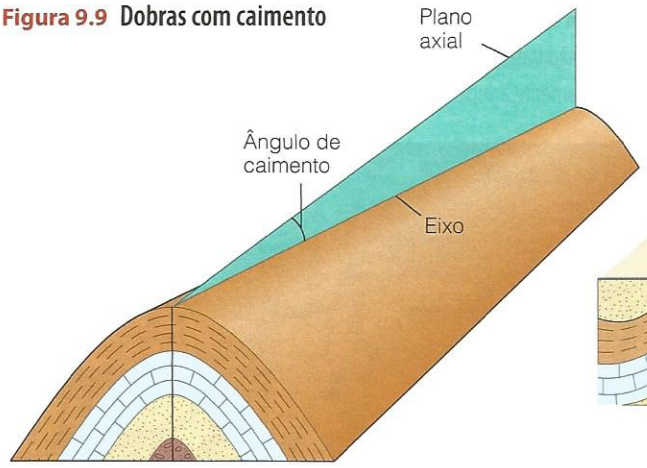
camadas de rochas mais jovens são encontradas no núcleo de uma sinclinal erodida com caimento (Figura 9.9b).

No Capítulo 6, observamos que as anticlinais formam um tipo de armadilha estrutural, na qual petróleo e gás natural podem se acumular. Na verdade, a maior parte da produção de petróleo do mundo vem de anticlinais, embora outras estruturas geológicas e armadilhas estratigráficas também sejam importantes.

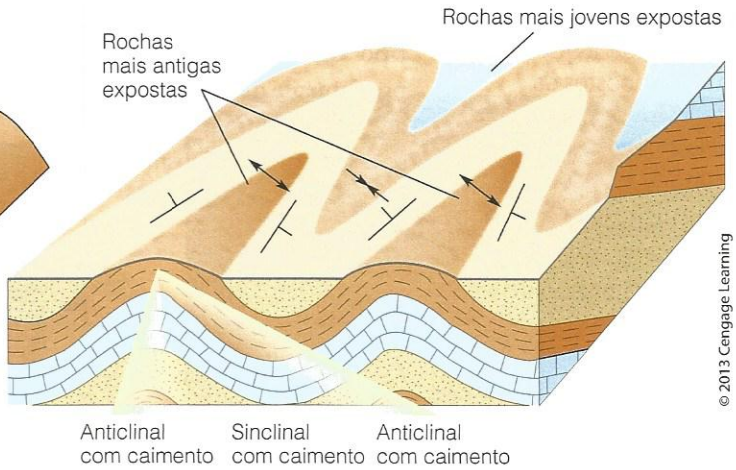
Domos e bacias

Anticlinais e sinclinais são estruturas alongadas, o que significa que o seu comprimento excede em muito a sua largura. Em contrapartida, as dobras que são quase equidimensionais (isto é, circulares) são *domos* e *bacias*. Em um **domo**, todo o estrato dobrado mergulha para fora, de um ponto central (ao contrário de para fora de uma linha como em uma anticlinal), e as rochas mais antigas expostas estão no centro da dobra (Figura 9.10a). Em contrapartida, uma **bacia** tem todos os estratos mergulhando para dentro em direção

Figura 9.9 Dobras com caimento

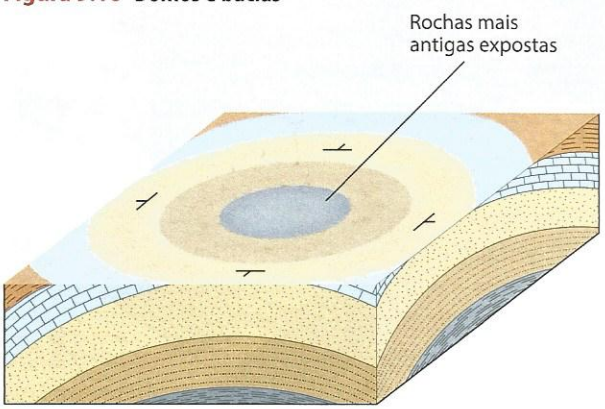


a. Uma dobra com caimento



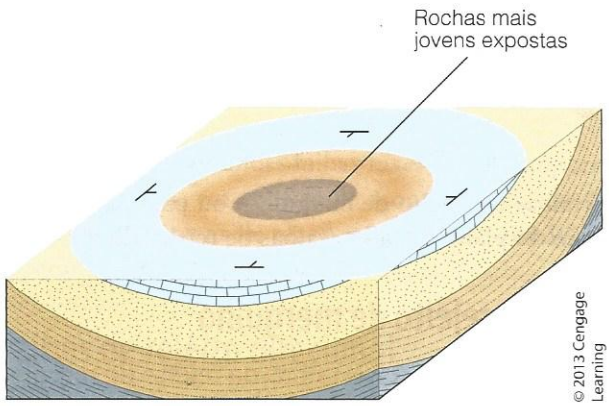
b. Superfície e vistas em corte transversal de dobras com caimento. A seta longa é o símbolo geológico para uma dobra com caimento; ela mostra a direção do mergulho.

Figura 9.10 Domos e bacias



Domo

a. Observe que, em um domo, as rochas mais antigas expostas estão no centro e todas as rochas mergulham para fora de um ponto central.



Bacia

b. Em uma bacia, as rochas mais jovens expostas estão no centro e todas as rochas mergulham para dentro, em direção a um ponto central.

a um ponto central, e as rochas mais jovens expostas estão no centro da dobra (Figura 9.10b).

Infelizmente, os termos *domo* e *bacia* são também utilizados para distinguir as zonas altas e baixas da superfície da Terra, mas domos e bacias, tais como definidos aqui, não correspondem necessariamente a montanhas ou vales. Em algumas das seguintes discussões, usaremos esses termos em outros contextos, mas tentaremos ser claros quando nos referirmos às elevações de superfície em oposição a estruturas geológicas.

Juntas

As **juntas** são fraturas ao longo das quais nenhum movimento aconteceu paralelamente à superfície da fratura (Figura 9.11), embora elas possam se abrir; isto é, as juntas podem mostrar movimento perpendicular à fratura. Lembre-se de que as rochas perto da superfície são frágeis e, portanto, frequentemente rompem-se por fratura quando submetidas a tensão. Na verdade, quase todas as rochas próximas da superfície têm juntas que se formam em resposta a compressão, tensão e cisalhamento. Elas variam de fraturas minúsculas até aquelas que se estendem por muitos quilômetros e, muitas vezes, estão dispostas em dois ou talvez três conjuntos de destaque.

junta Fratura ao longo da qual não ocorreu movimento ou onde o movimento é perpendicular à superfície da fratura.

Já discutimos juntas colunares que se formam quando a lava ou o magma em alguns plútons rasos resfriam-se e contrai

falha Fratura ao longo da qual as rochas em lados opostos da fratura se moveram paralelamente à superfície da fratura.

plano de falha Superfície de falha que é mais ou menos planar.

bloco superior Bloco de rocha que se sobrepõe a um plano de falha.

bloco inferior Bloco de rocha que se encontra abaixo de um plano de falha.

falha de rejeito de mergulho Falha na qual todo movimento é paralelo ao mergulho do plano da falha.

(veja a Figura 5.5). Um tipo diferente de junta previamente discutido são as juntas laminares que se formam em resposta à liberação de pressão (veja a Figura 6.3).

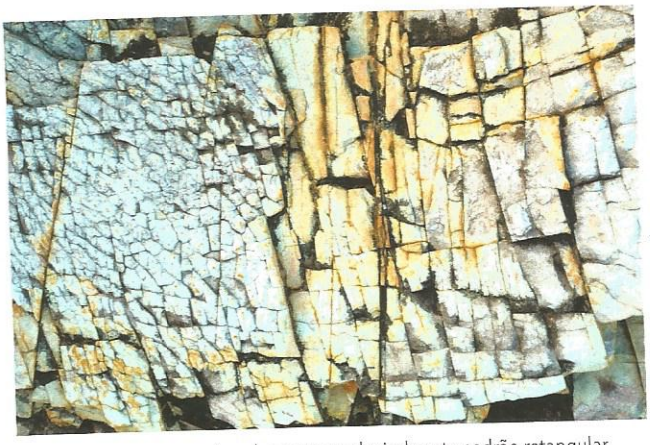
Falhas

As juntas e as falhas são fraturas, mas nas juntas nenhum movimento paralelo com a superfície de fratura ocorre. Nas **falhas**, blocos em lados opostos da fratura se movem paralelamente à superfície da fratura, a qual é um **plano da falha** (Figura 9.12a). Falhas que penetram na superfície podem mostrar uma *escarpa de falha*, uma falésia ou um penhasco formados pelo movimento vertical (Figura 9.12b). Em alguns casos, o plano de falha é riscado e polido, mas em outros o movimento dos blocos em lados opostos da falha tritura e pulveriza a rocha em uma zona de *quebra de falha*.

Observe na Figura 9.12a que as rochas que recobrem a falha compõem o **bloco superior**, enquanto aquelas abaixo da falha constituem o **bloco inferior**. Você pode reconhecer esses dois blocos em qualquer falha, com a exceção de um que é vertical – isto é, um que mergulha a 90 graus. Com a finalidade de identificar algumas falhas, você precisa identificar esses dois blocos e determinar a direção do movimento relativo deles. Por *movimento relativo* queremos dizer qual deles parece ter se deslocado para cima ou para baixo do plano de falha. Por exemplo, na Figura 9.12a, o bloco inferior pode ter se movido para cima, o bloco superior pode ter se movido para baixo ou ambos os blocos podem ter se movido. No entanto, o bloco superior está deslocado para baixo em relação ao bloco inferior.

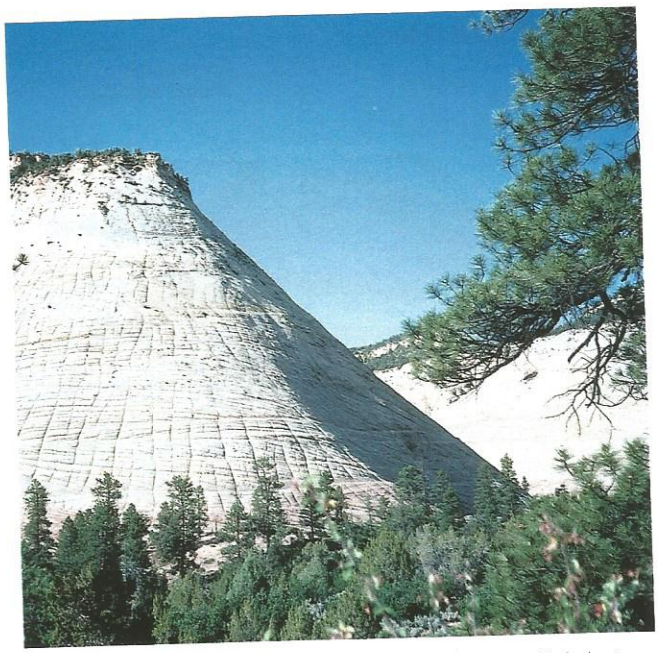
Lembre-se de que os geólogos usam *direção* e *mergulho* para definir a orientação das camadas inclinadas de rocha. Os planos de falha também são planos inclinados, assim, esse mesmo conceito se aplica a eles. Na verdade, dois tipos de falha são reconhecidos com base no movimento dos blocos em lados opostos do plano da falha: quando se movem paralelamente ao mergulho (falhas de rejeito de mergulho) ou paralelamente à direção do plano de falha (falhas de rejeito direcional).

Figura 9.11 Juntas
Juntas são fraturas ao longo das quais não ocorreu nenhum movimento paralelamente à superfície de fratura.



© KarenHBlack/Shutterstock

a. Juntas se cruzam em ângulos retos produzindo este padrão retangular.



James S. Monroe

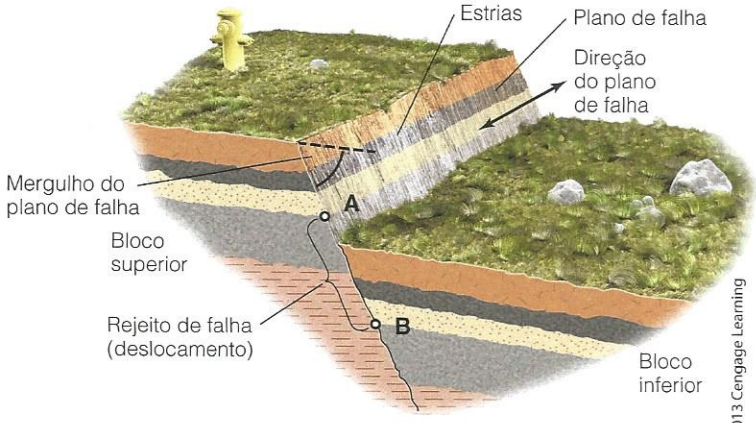
b. Arenito Navajo de idade jurássica no parque nacional Zion, em Utah. Juntas verticais interceptam a estratificação cruzada, daí o nome Checkerboard Mesa.

Falhas de rejeito de mergulho

Todos os movimentos nas **falhas de rejeito de mergulho** ocorrem paralelamente ao mergulho da falha. Ou seja, o movimento é vertical, para cima ou para baixo do plano da falha. Na Figura 9.13a, por exemplo, o bloco superior se moveu para baixo em relação ao bloco inferior,

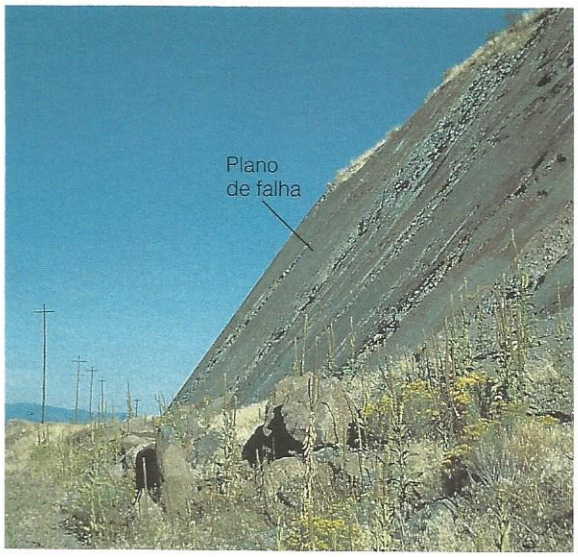
Figura 9.12 Falhas

Falhas são fraturas ao longo das quais o movimento ocorreu paralelamente à superfície da fratura.



© 2013 Cengage Learning

a. Termos utilizados para descrever a orientação de um plano de falha. As estrias são marcas de arranhões que se formam quando um bloco desliza sobre outro. Você pode medir o rejeito de falha (afastamento ou deslocamento entre os blocos) considerando a distância entre dois pontos originalmente contíguos (A e B) que se deslocaram quando da movimentação dos blocos pelo falhamento (B).



David J. Mutty

b. Plano de falha estriado, configurando uma escarpa de falha próximo à Klamath Falls, Oregon.

dando origem a uma **falha normal** (Figura 9.14a). Em contrapartida, em uma **falha inversa**, o bloco superior se move para cima em relação ao bloco inferior (Figura 9.13b, 9.14b). Na Figura 9.13c, o bloco superior também se moveu para cima em relação ao bloco inferior, mas a falha tem uma inclinação de menos de 45 graus e é uma variedade especial de falha inversa, conhecida como uma **falha de empurrão**.

Inúmeras falhas normais estão presentes ao longo de cadeias de montanhas na Basin and Range Province do oeste dos Estados Unidos, onde a crosta está sendo esticada e erodida. A Sierra Nevada, na margem ocidental da Bacia e da Cordilheira é limitada por falhas normais e a cordilheira subiu ao longo destas falhas, de modo que ela está agora a mais de 3.000 m acima das planícies do leste.

Exemplos de grandes falhas inversas e de empurrão são encontrados em cadeias de montanhas que se formaram nas margens de placas convergentes, onde seria esperada compressão (Figura 9.13b, c).

Falhas de rejeito direcional

Falhas de rejeito direcional, resultantes de tensões de cisalhamento, mostram o movimento direcional com blocos em lados opostos da falha deslizando uns sobre os outros (Figura 9.13d). Em outras palavras, todo movimento é na direção do plano da falha. Várias falhas de rejeito direcional são conhecidas e a mais bem estudada é a falha de San Andreas, que corta a Califórnia. Lembre-se do Capítulo 2, onde a falha de San Andreas é chamada de *falha transformante* na terminologia das placas tectônicas.

Falhas de rejeito direcional são caracterizadas como destrais ou sinistrais, dependendo da direção aparente do deslocamento dos blocos. Na Figura 9.13d, por exemplo, o observador olhando para o bloco à esquerda da falha, observa que ele se movimentou em sua direção. Por conseguinte, essa é uma *falha de rejeito direcional sinistral*. Se tivesse sido uma *falha de rejeito direcional destral*, o bloco à direita da falha teria se movimentado em direção ao observador.

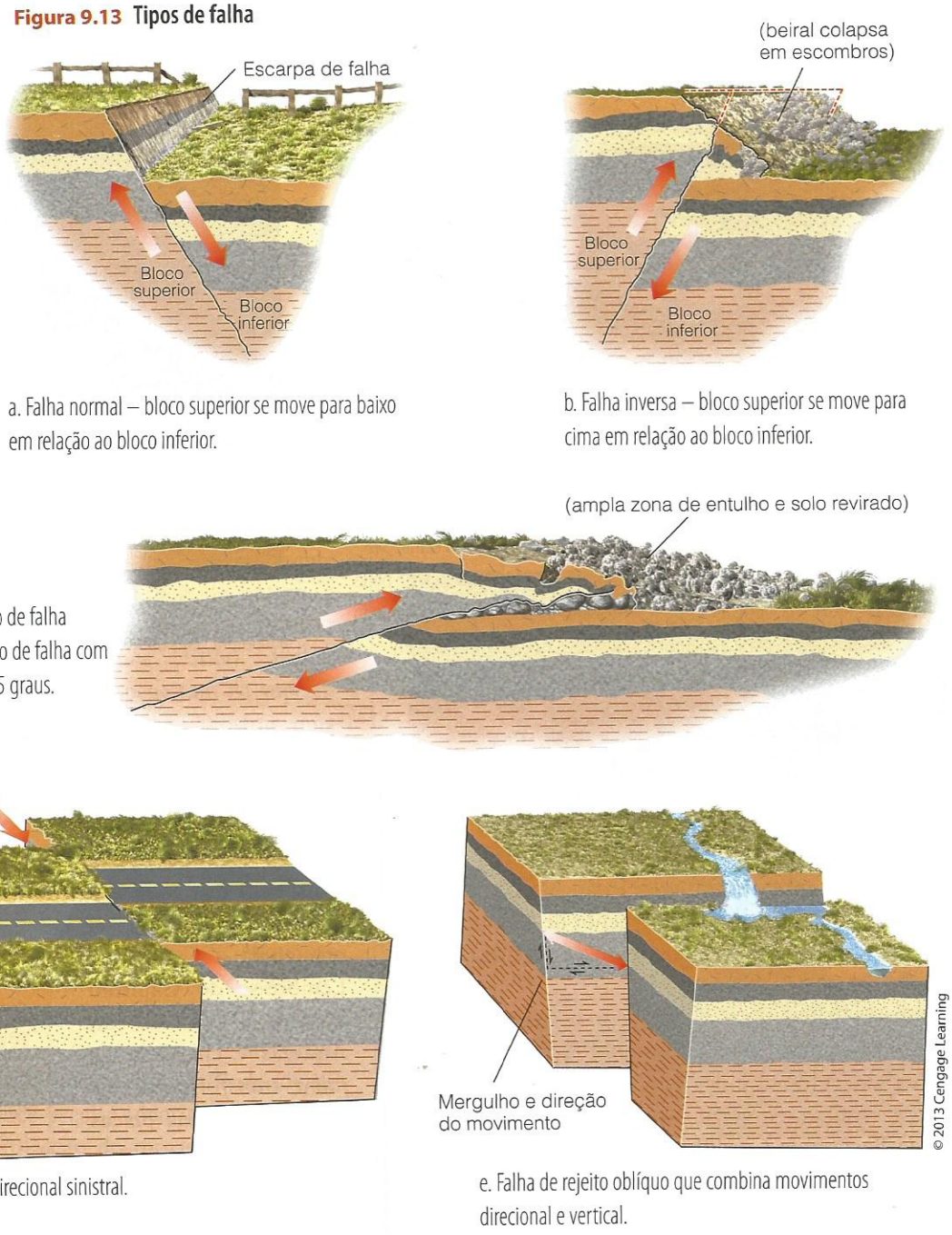
falha normal Falha de rejeito de mergulho na qual o bloco superior se moveu para baixo em relação ao bloco inferior.

falha inversa Falha de rejeito de mergulho na qual o bloco superior se moveu para cima em relação ao bloco inferior.

falha de empurrão Falha de rejeito de mergulho na qual o mergulho do plano de falha é menor que 45 graus.

falha de rejeito direcional Falha que envolve o movimento horizontal de blocos de rocha em lados opostos de um plano de falha.

Figura 9.13 Tipos de falha



a. Falha normal – bloco superior se move para baixo em relação ao bloco inferior.

b. Falha inversa – bloco superior se move para cima em relação ao bloco inferior.

c. Empurrão é um tipo de falha inversa, com um plano de falha com mergulho inferior a 45 graus.

d. Falha de rejeito direcional sinistral.

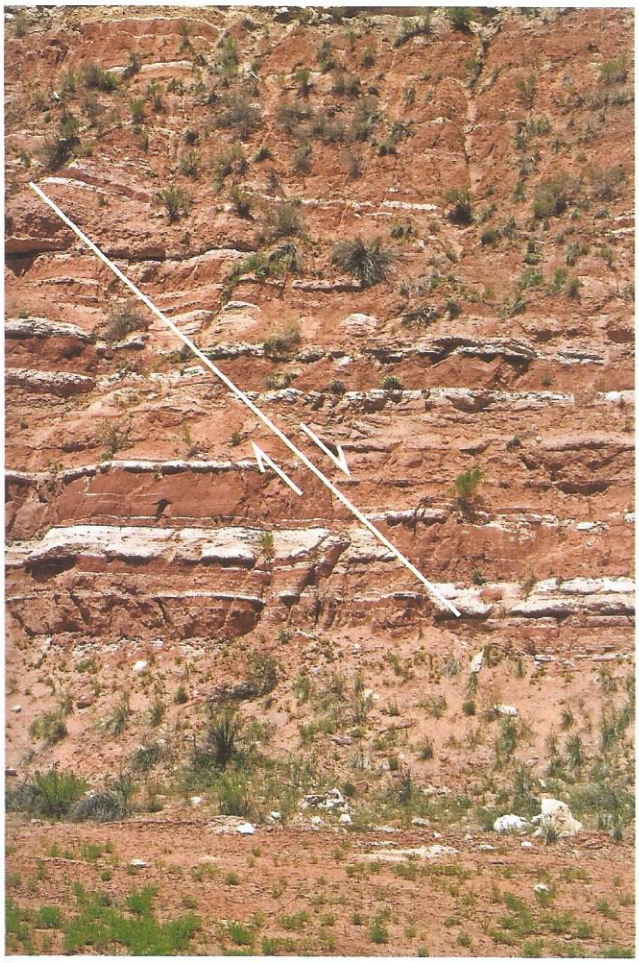
e. Falha de rejeito oblíquo que combina movimentos direcional e vertical.

Falhas de rejeito oblíquo

O movimento dos blocos, na maioria das falhas, é principalmente direcional ou vertical mas, em **falhas de rejeito oblíquo**, o deslocamento combina os dois tipos de movimento. Dessa forma um bloco se movimenta para cima ou para baixo em relação ao outro e, ao mesmo tempo, os dois se deslocam lateralmente em direções opostas (Figura 9.13e). O resultado dessa movimentação combinada é um deslocamento oblíquo dos blocos. Quando o bloco superior, deslocado direcionalmente, sobe em relação ao outro, temos uma falha de rejeito oblíquo reverso. Quando o bloco superior, deslocado direcionalmente, desce em relação ao outro, temos uma falha de rejeito oblíquo normal.

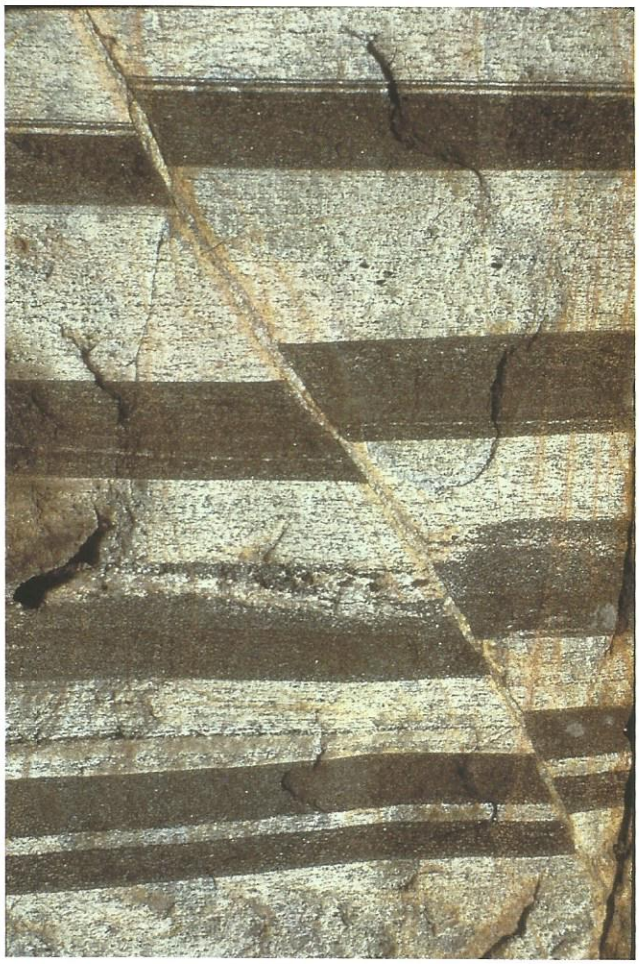
falha de rejeito oblíquo Falha que mostra tanto movimento direcional-normal quanto direcional-reverso.

Figura 9.14 Falhas de rejeito de mergulho



James S. Monroe

a. Falha normal em Mt. Carmel Junction, Utah. O bloco superior (lado direito da foto) foi movido cerca de 2 m em relação ao inferior (lado esquerdo da foto).



Sue Monroe

b. Pequena falha reversa. Observe que o bloco superior (à direita) se moveu para cima em relação ao bloco inferior (à esquerda).

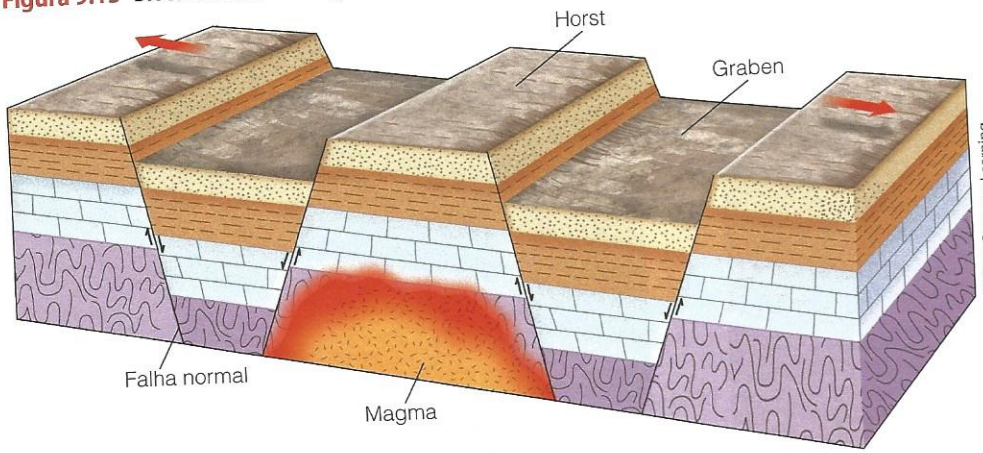
OA4 DEFORMAÇÃO E ORIGEM DAS MONTANHAS

Montanha é uma designação do relevo para qualquer elevação do terreno com, pelo menos, 300 m acima da região circundante e possuidora de uma área de cume restrita. Algumas montanhas são individuais ou picos isolados, mas a maioria é parte de associações lineares de picos e cumes conhecidas como *cordilheiras de montanhas*, relacionadas em idade e origem. Um *sistema de montanhas*, zona linear complexa de deformação e de espessamento da crosta, em contrapartida, consiste em algumas ou muitas serras de montanhas. A Cordilheira Teton, em Wyoming, é uma das muitas serras nas Montanhas Rochosas. Montanhas se formam de várias maneiras, mas as montanhas realmente grandes nos continentes são resultado, principalmente, de deformação induzida por compressão, nos limites das placas convergentes (ver Capítulo 2).

Formação de montanhas

Bloco falhado é uma maneira pela qual as montanhas se formam, o que é causado pelo movimento das falhas normais, de modo que um ou mais blocos são elevados em relação aos blocos adjacentes (Figura 9.15). Um exemplo clássico é a Província de Basin and Range, centrada em Nevada, mas se estende para áreas adjacentes. O movimento diferencial das falhas produziu blocos soerguidos, chamados *horsts* (cume da crosta terrestre que foi forçado para cima entre duas falhas normais) e blocos rebaixados, chamados *grabens*. A erosão dos horsts produziu a topografia montanhosa.

Figura 9.15 Bloco falhado e a origem de horsts e grabens



© 2013 Cengage Learning

a. Bloco falhado e origem de horsts e grabens. Muitas das cadeias de montanhas na Basin and Range Province, oeste dos Estados Unidos e norte do México, são formadas dessa maneira.

James S. Monroe

b. A Stillwater Range, em Nevada, é um horst limitado por falhas normais.

orogênese Episódio de formação de montanha que envolve deformação geralmente acompanhado de atividade ígnea e espessamento da crosta.

As efusões de vulcões formam cadeias de montanhas vulcânicas, como as ilhas havaianas, onde uma placa se move sobre um ponto quente (veja a Figura 2.22). Algumas montanhas, como a Cordilheira Cascade, noroeste do Pacífico, são feitas quase inteiramente de rochas vulcânicas e as cristas meso-oceânicas também são montanhas. No entanto, a maioria das montanhas nos continentes é composta de todos os tipos de rocha e mostra evidência clara de deformação por compressão.

Tectônica de placas e formação de montanhas

Qualquer teoria que responda por formação de montanhas, ou o que os geólogos chamam **orogênese**, deve explicar adequadamente as características de uma cadeia de montanhas. De acordo com a sua geometria e sua localização, elas tendem a ser longas ou estreitas, e próximas de placas ou em suas margens. As montanhas também mostram deformação intensa, especialmente dobras reclinadas e viradas, induzidas por compressão, bem como falhas inversas e de empurrão. Além disso, plútons graníticos e metamorfismo regional caracterizam o interior ou os núcleos de cadeias de montanhas. Outra

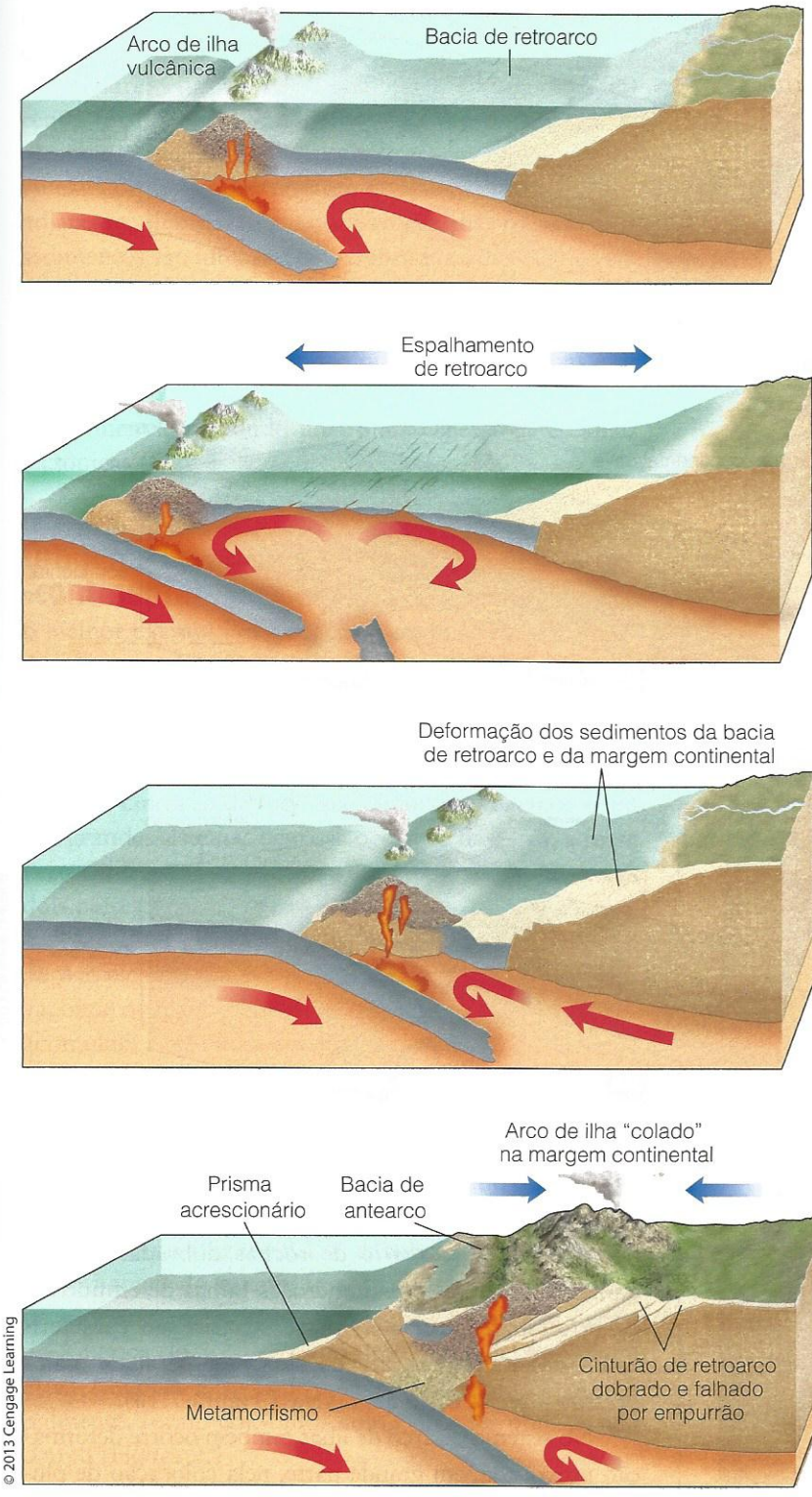


Figura 9.16 **Orogenia e formação de um arco de ilha vulcânica em um limite de placa oceânica-oceânica**

a. Subducção de uma placa oceânica e origem de um arco de ilhas vulcânicas e uma bacia de retroarco.

b. Subducção contínua e espalhamento de retroarco.

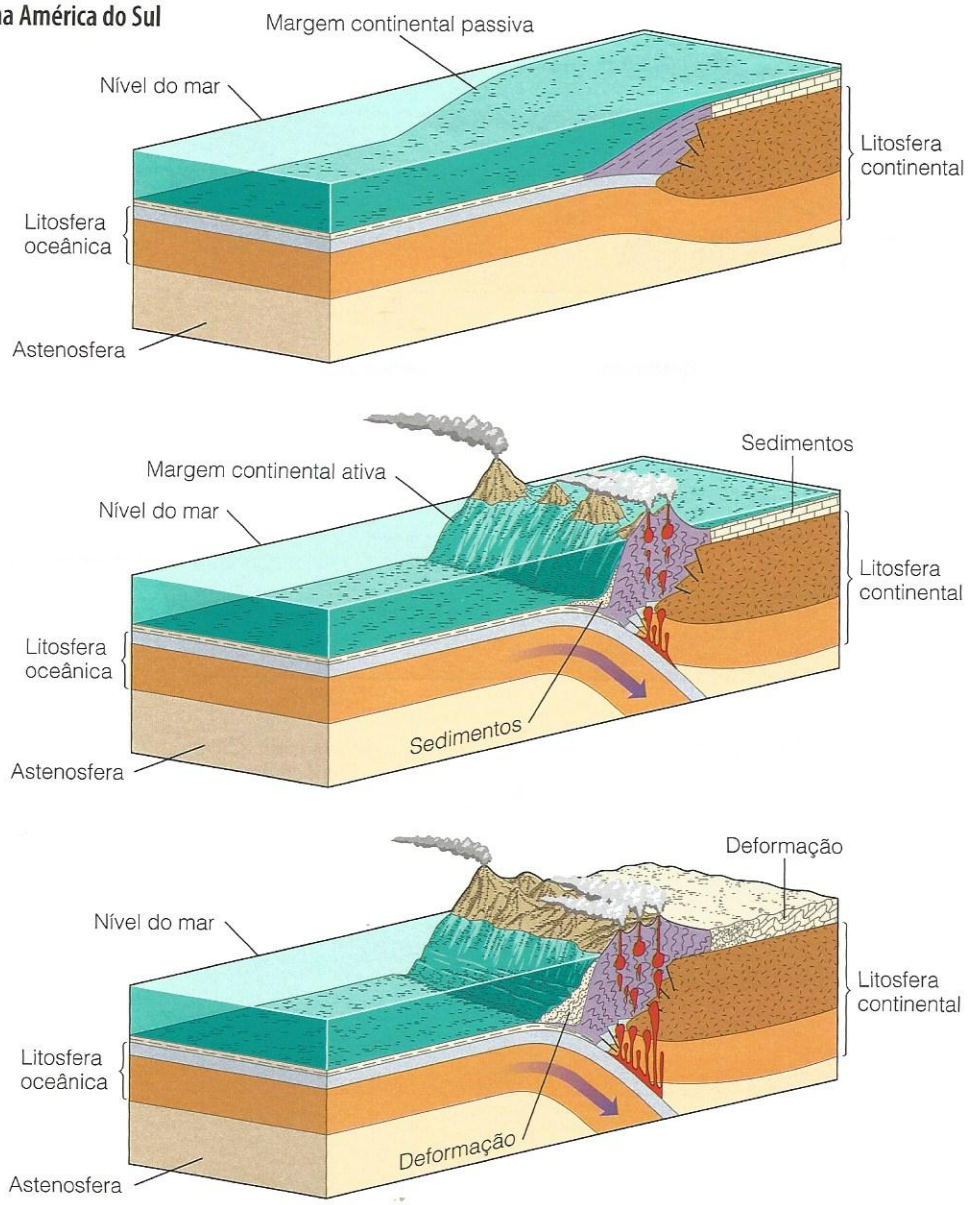
c. Fechamento da bacia de retroarco, que resulta na deformação dos sedimentos da bacia de retroarco e da margem continental.

d. Empurrão dos sedimentos de retroarco para o continente adjacente e colagem do arco de ilhas à margem continental.

particularidade são as rochas sedimentares que agora estão muito acima do nível do mar, mas que foram depositadas em ambientes marinhos rasos e profundos.

A deformação e as atividades associadas nos limites das placas convergentes são certamente processos importantes na formação de montanhas. Elas respondem pela localização e pela geometria de um sistema de montanhas, bem como por estruturas geológicas complexas, plútons e metamorfismo. No entanto, a expressão topográfica atual de montanhas também está relacionada a vários processos de superfície, como perda de massa (processos acionados pela gravidade,

Figura 9.17 **A Cordilheira dos Andes na América do Sul**



a. Até 200 milhões de anos atrás, a margem ocidental da América do Sul era uma margem continental passiva.

b. A orogenia começou quando essa área se tornou uma margem continental ativa, conforme a placa sul-americana se moveu para o oeste e a litosfera oceânica entrou em subducção.

c. Deformação contínua, plutonismo e vulcanismo.

© 2013 Cengage Learning

incluindo deslizamentos de terra), geleiras e água corrente. Em outras palavras, a erosão também desempenha um papel importante na evolução de montanhas.

Orogênese nos limites de placa oceânica-oceânica

Deformação, atividade ígnea e a formação de um arco de ilhas vulcânicas caracterizam as orogenias que ocorrem onde uma litosfera oceânica é subductada por baixo de outra litosfera oceânica (veja a Figura 2.18b). Sedimentos derivados do arco de ilhas são depositados na fossa oceânica adjacente e, em seguida, deformados e raspados pelo lado da fossa próxima ao arco de ilha (Figura 9.16). Esses sedimentos deformados são parte de um complexo de subducção ou *prisma acrescionário* de rochas dobradas intricadamente, cortadas por numerosas falhas de empurrão. Além disso, as orogenias nesse cenário são caracterizadas por metamorfismo de baixa temperatura e alta pressão – fácies xisto azul (veja a Figura 7.18).

No sistema de arco de ilhas também ocorre deformação provocada, em grande parte, pela colocação de plútons, pois as rochas mostram evidências de metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão. O efeito global de uma orogenia de arco de ilhas é a criação de dois cinturões orogênicos, mais ou menos paralelos. Um dos cinturões, o mais interno, é sustentado por batólitos, e o outro cinturão, mais externo e próximo à fossa, é formado por rochas deformadas do prisma acrescionário

(Figura 9.16). As ilhas japonesas são um bom exemplo dessa orogenia.

Na área entre um arco de ilha e o continente adjacente, forma-se uma bacia do retroarco. Conforme as placas continuam a convergir, as rochas e os sedimentos vulcânicos, derivados do arco de ilhas e do continente adjacente, dessa bacia também são deformados. Os sedimentos são intensamente dobrados e deslocados em direção ao continente, ao longo de falhas de empurrão de baixo ângulo. Finalmente, todo o complexo do arco de ilhas é colado à borda do continente. As rochas e os sedimentos da bacia retroarco são empurrados sobre o continente, formando uma pilha espessa de escamas tectônicas (Figura 9.16).

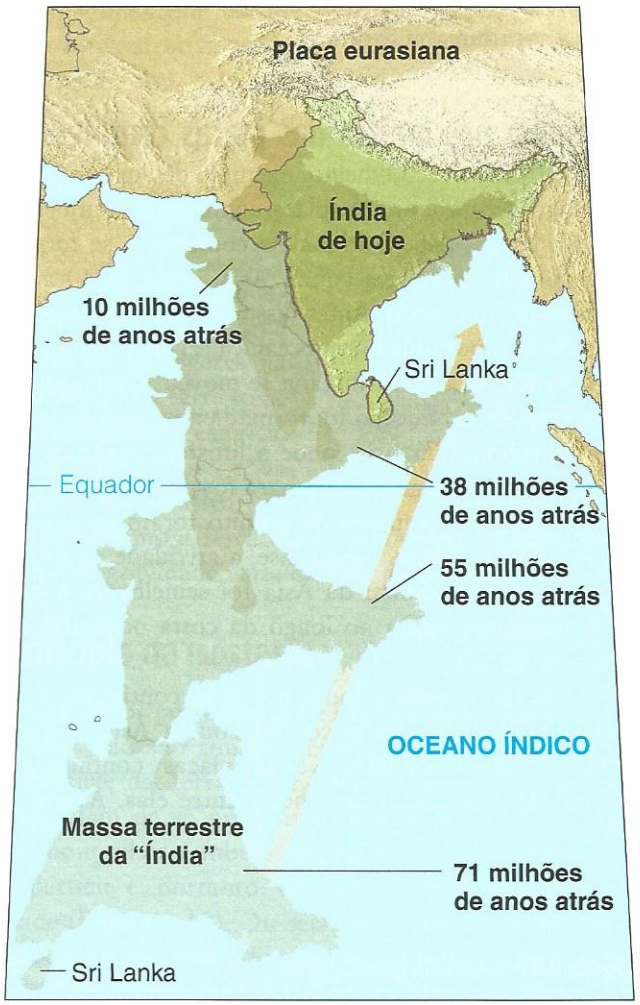
Orogenias nos limites de placa oceânica-continental

Os Andes, na América do Sul, são o melhor exemplo de orogenia contínua em um limite de placa oceânica-continental (veja a Figura 2.18b). Entre as cadeias dos Andes estão os picos mais altos das Américas e muitos vulcões ativos. Além disso, a costa oeste da América do Sul é um segmento extremamente ativo do cinturão de fogo que circunda o Pacífico e um dos grandes sistemas de fossa oceânica da Terra, a fossa Peru-Chile, que se encontra ao largo da costa desses dois países.

Até 200 milhões de anos atrás, a margem ocidental da América do Sul era uma margem continental passiva, onde os sedimentos se acumulavam, tanto quanto se acumulam agora ao longo da costa oriental da América do Norte. No entanto, quando o Pangeia se dividiu, ao longo do que é agora a dorsal meso-atlântica, a placa sul-americana movimentou-se para o oeste. Como consequência, a litosfera oceânica ocidental da América do Sul começou a subductar-se abaixo do continente sul-americano (Figura 9.17). A subducção resultou na fusão parcial do manto, que produziu o arco vulcânico andesítico de vulcões compostos e a costa ocidental da América do Sul se tornou uma margem continental ativa. Magmas félsicos de composição granítica, principalmente, foram colocados como grandes plútons sob o arco (Figura 9.17).

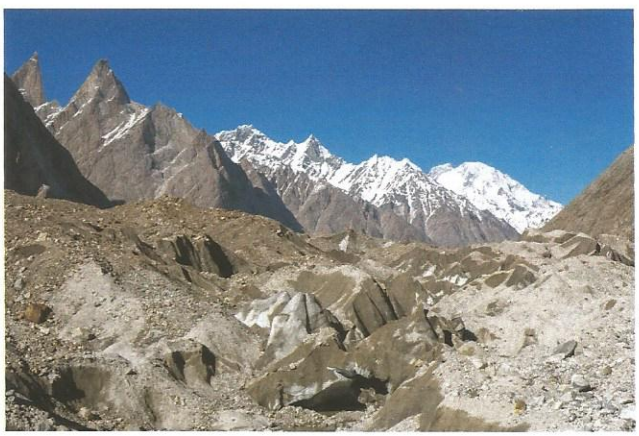
Como um resultado dos eventos que acabamos de descrever, a Cordilheira dos Andes consiste em um núcleo central de rochas graníticas cobertas por vulcões andesíticos. A oeste desse núcleo central, ao longo da costa estão as rochas deformadas do prisma acrescionário. E a leste do núcleo central estão as rochas sedimentares intensamente dobradas, que foram empurradas para leste sobre o continente

Figura 9.18 Orogenia em um limite de placa continental-continental e a origem do Himalaia da Ásia



© 2013 Cengage Learning

a. Durante a sua longa viagem para o norte, a Índia se moveu de 15 cm a 20 cm por ano. No entanto, começando essa caminhada de 40 a 50 milhões de anos atrás, a sua taxa de movimento diminuiu acentuadamente, conforme ela colidiu com a placa Eurásia.



© K_Boonnitrod/Shutterstock

b. A Cordilheira Karakoram vista de Karimaba, Paquistão, pertence à Cordilheira do Himalaia. A cordilheira fica na fronteira do Paquistão, da China e da Índia.

anterior (Figura 9.17). A submersão, o vulcanismo e a sismicidade nos dias atuais ao longo da costa ocidental da América do Sul indicam que a Cordilheira dos Andes continua em formação.

Orogenia nos limites das placas continental-continental O melhor exemplo de uma orogenia ao longo de um limite de placa continental-continental é o Himalaia, Ásia. O Himalaia começou a se formar quando a Índia colidiu com a Ásia, cerca de 40 a 50 milhões de anos atrás. Antes disso, a Índia estava separada da Ásia por uma bacia oceânica (Figura 9.18a).

Conforme a placa indiana se moveu para o norte, uma zona de subducção foi formada ao longo da margem meridional da Ásia, onde a litosfera oceânica foi subductada. O magma subiu para formar um arco vulcânico e grandes plútons de granito foram colocados onde é hoje o Tibete. Nessa fase, a atividade ao longo da margem meridional da Ásia foi semelhante à que está ocorrendo agora ao longo da costa ocidental da América do Sul.

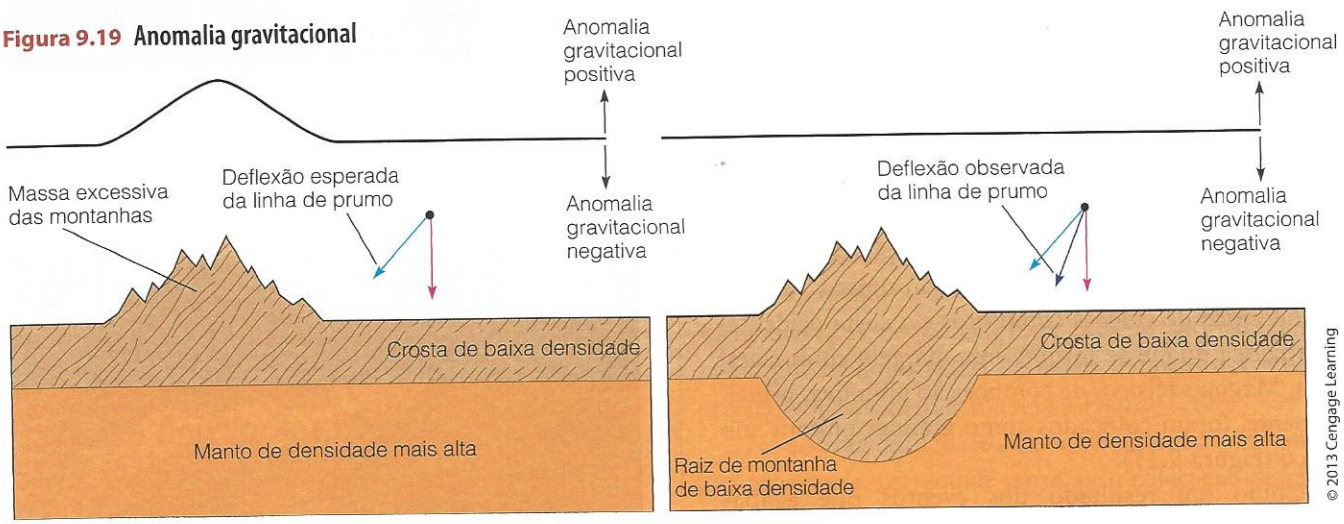
O oceano entre a Índia e a Ásia continuou a se fechar e, então, a Índia colidiu com a Ásia (Figura 9.18a). Como resultado, duas placas continentais se uniram, com uma cordilheira entre elas. Assim, o Himalaia está agora dentro de um continente em vez de estar ao longo de uma margem continental. A margem setentrional da Índia foi empurrada por baixo da Ásia, causando espessamento da crosta, empurrões e soerguimento. As rochas sedimentares que foram depositadas no mar ao sul da Ásia foram empurradas para o norte e duas grandes falhas de empurrão carregaram rochas de origem asiática para a placa indiana. As rochas depositadas nos mares rasos ao longo da margem setentrional da Índia, agora formam as partes mais altas do Himalaia (Figura 9.18b). Desde a sua colisão com a Ásia, a Índia foi empurrada cerca de 2.000 km abaixo da Ásia e ainda se move para o norte, vários centímetros por ano.

Outros sistemas de montanha foram também formados como resultado de colisões entre duas placas continentais. Os Urais, na Rússia, e os Apalaches, na América do Norte, são desse tipo de colisão. Além disso, a placa árabe está agora colidindo com a Ásia ao longo das montanhas Zagros do Irã.

Terrenos exóticos e origem das montanhas

Na seção anterior, discutimos as orogenias ao longo dos limites de placas convergentes, que resultam na adição de material a um continente, um processo

Figura 9.19 Anomalia gravitacional



a. Um fio de prumo (um cabo com um peso suspenso) é normalmente vertical, apontando para o centro de gravidade da Terra. Perto de uma cadeia de montanhas, a linha do prumo deve ser desviada conforme mostrado, se as montanhas são simplesmente mais espessas, o material de baixa densidade descansando sobre o material mais denso e uma pesquisa da gravidade através das montanhas indica uma anomalia gravitacional positiva.

b. A deflexão real do fio de prumo, medida usada por inspetores britânicos durante uma pesquisa na Índia, foi menor do que o esperado. Isso foi explicado postulando que o Himalaia tem uma raiz de baixa densidade. Uma pesquisa de gravidade, nesse caso, que não mostra nenhuma anomalia porque a massa das montanhas acima da superfície é compensada em profundidade por um material de baixa densidade que desloca o material mais denso.

denominado **acreção continental**. Grande parte do material adicionado a margens continentais é crosta continental mais antiga erodida, mas algumas rochas plutônicas e vulcânicas são adições novas. Entre os anos de 1970 e 1980, os geólogos descobriram que partes de muitos sistemas de montanhas também são feitas de pequenos blocos litosféricos agregados, claramente provenientes de outros locais – os **terrenos exóticos**. Esses terrenos* são fragmentos de montes submarinos, arcos insulares e pequenos pedaços de continentes que foram carregados em placas oceânicas que colidiram com placas continentais, acrescentando-os, assim, às margens continentais.

acreção continental
Orogêneses ao longo dos limites de placas convergentes que resultam na adição de material a um continente.

terreno exótico
Fragmentos de montes submarinos, arcos insulares e pequenos pedaços de continentes que foram carregados em placas oceânicas que colidiram com placas continentais.

OA5 CROSTA TERRESTRE

Porque a crosta continental é mais elevada que a crosta oceânica? Além disso, por que as montanhas são mais elevadas que as áreas ao seu redor? Para responder a essas perguntas, devemos examinar a crosta terrestre em mais detalhes. Você já sabe que a crosta continental é granítica, tem uma densidade global de 2,7 g/cm^3, enquanto a crosta oceânica é composta de basalto e gabro e sua densidade é 3,0 g/cm^3 (veja a Figura 8.21). Na maioria dos lugares, a crosta continental tem cerca de 35 km de espessura, exceto sob sistemas montanhosos, onde é muito mais espessa. A espessura crosta oceânica varia de apenas 5 a 10 km. Assim, as diferenças de composição, bem como as variações na espessura da crosta, explicam por que as montanhas são altas e por que os continentes são mais elevados que as bacias oceânicas.

Continentes flutuantes?

Como é possível que um sólido (crosta continental) flutue em outro sólido (o manto)? Flutuação traz à mente um navio no mar ou um bloco de madeira na água; no entanto, os continentes não se comportam dessa maneira. Na verdade, eles flutuam, em um modo de falar, mas uma resposta completa exige mais discussão sobre o conceito de gravidade e sobre o *princípio da isostasia*.

Isaac Newton formulou a lei da gravitação universal, em que a força de gravidade (F) entre duas massas (m^1 e m^2) é diretamente proporcional aos produtos das suas massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os seus centros de massa. Isso significa que existe uma força atrativa entre quaisquer dois objetos e a magnitude dessa força varia dependendo das massas dos objetos e da distância entre os seus centros.

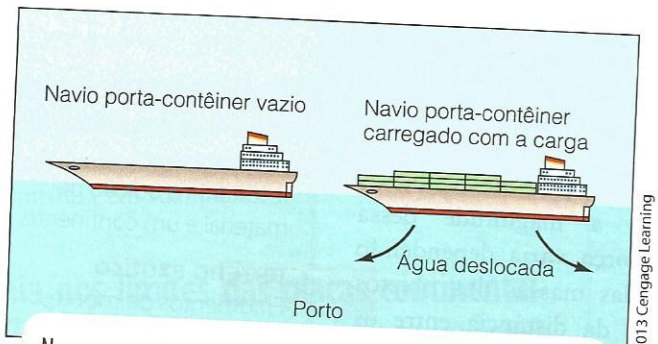
A atração gravitacional seria a mesma em todos os lugares na superfície se a Terra fosse perfeitamente esférica, homogênea por toda parte e não rotativa. No entanto, como a Terra varia em todos esses aspectos, a força da gravidade varia de área para área.

Princípio da isostasia

Os geólogos perceberam há muito tempo que as montanhas não são simplesmente pilhas de materiais na superfície da Terra e, em 1865, George Airy propôs que, além de se projetarem acima do nível do mar, as montanhas também se projetam muito abaixo da superfície e, portanto, têm uma raiz de baixa densidade (Figura 9.19). Ou seja, ele estava dizendo que a crosta mais espessa de montanhas flutua sobre rocha mais densa em profundidade, com a sua massa em excesso acima do nível do mar compensada por material de baixa densidade em profundidade. Outra explicação foi proposta por J. H. Pratt, que imaginou que as montanhas eram altas porque elas eram compostas de rochas de densidade mais baixa que aquelas em regiões adjacentes.

Na verdade, ambos, Airy e Pratt estavam corretos, porque há lugares onde a densidade ou a espessura explicam as diferenças no nível da crosta. Por exemplo, a hipótese de Pratt foi confirmada porque (1) a crosta continental é mais espessa e menos densa que a crosta oceânica e, assim, fica no alto e (2) as cristas médio-oceânicas ficam altas porque a crosta nelas é quente e menos densa do que a crosta mais fria em outros lugares. Airy, por sua vez, estava correto em sua afirmação de que a crosta continental oceânica "flutua" sobre o manto, o qual tem uma densidade de 3,3 g/cm^3 na sua parte superior. No entanto, ainda não explicamos o que entendemos por um sólido que flutua em outro sólido.

* Alguns geólogos preferem os termos terreno suspeito, ou terreno deslocado.



© 2013 Cengage Learning

Na recuperação isostática, a crosta da Terra volta ao equilíbrio.

Esse fenômeno da crosta terrestre, que flutua no manto mais denso é agora conhecido como **princípio da isostasia**, fácil de entender por uma analogia com um *iceberg* (Figura 9.20). O gelo é ligeiramente menos denso do que a água, de modo que flutua. De acordo com o princípio da flutuabilidade de Arquimedes, um *iceberg* afunda na água até que ele desloca um volume de água cujo peso é igual ao do gelo. Quando o *iceberg* afunda para uma posição de equilíbrio, apenas cerca de 10% do seu volume está acima do nível da água. Se uma parte do gelo acima do nível da água derreter, o *iceberg* sobe para manter o equilíbrio com a mesma proporção de gelo acima e abaixo da água.

A crosta da Terra é semelhante ao *iceberg*, no que ela afunda no manto para seu nível de equilíbrio. Onde a crosta é mais espessa, como abaixo montanhas, ela afunda mais no manto e ela também sobe mais acima da superfície. E porque a crosta continental é mais espessa e menos densa do que a crosta oceânica, ela se situa mais alta que as bacias oceânicas. Lembre-se de que o manto é quente, mas sólido, e fica sob tremenda pressão, de modo que ele se comporta igual a um fluido.

Entretanto será que a crosta flutuando sobre o manto levanta uma contradição acerca do que já estudamos? No Capítulo 8, foi dito que o manto é sólido porque transmite ondas S, as quais não se movem através de fluidos. Contudo, de acordo com o princípio da isostasia, o manto se comporta como um fluido. No entanto, considerando o curto período de tempo necessário para que as ondas S passem através dele, o manto é realmente sólido. Quando, porém, submetido à tensão durante longos períodos de tempo, ele flui por escoamento. Assim, nessa escala de tempo, ele é considerado um fluido viscoso.

princípio da isostasia
O conceito da crosta terrestre "flutuante" em uma camada subjacente densa.

recuperação isostática
O fenômeno no qual a remoção superficial da crosta faz com que ela suba até atingir o equilíbrio.

Recuperação isostática

O que acontece quando um navio é carregado e depois descarregado? É claro que, no primeiro caso ele afunda mais na água e, em seguida, sobe, para encontrar sempre a sua posição de equilíbrio. A crosta terrestre responde de forma semelhante a carga e descarga, embora muito mais lentamente. Por exemplo, se a crosta é carregada com o acumulo de geleiras ela se aprofunda mais no manto, para manter o equilíbrio. A crosta se comporta de forma semelhante em áreas onde se acumulam grandes quantidades de sedimentos.

Se o carregamento por gelo glacial ou sedimentos pressiona a crosta terrestre para o interior do manto, quando as geleiras derretem, ou onde ocorre uma erosão profunda, a crosta soergue para o seu nível de equilíbrio. Esse fenômeno, conhecido como **recuperação isostática**, está acontecendo na Escandinávia, que foi coberta por uma grossa camada de gelo até cerca de 10 mil anos atrás. Agora ela está se recuperando isostaticamente cerca de 1 m por século. Na verdade, as cidades costeiras na Escandinávia se recuperaram tão rapidamente que as docas construídas alguns séculos

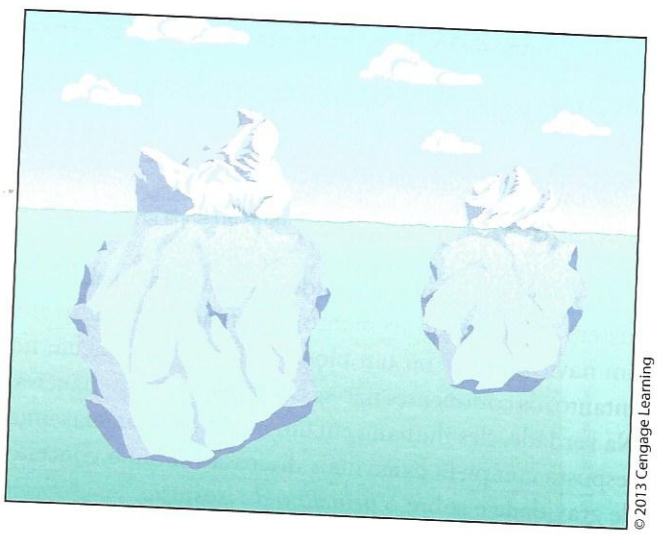
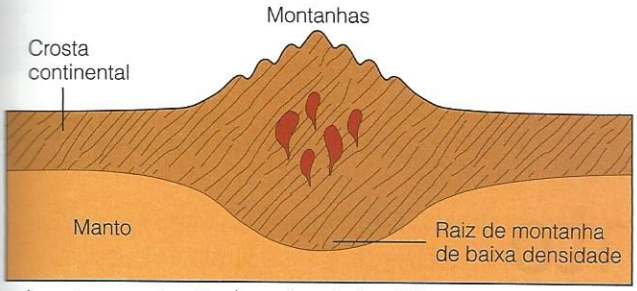
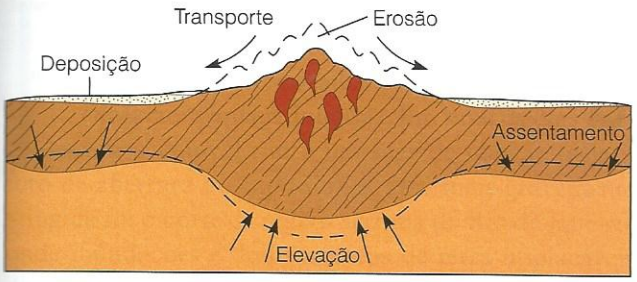

© 2013 Cengage Learning

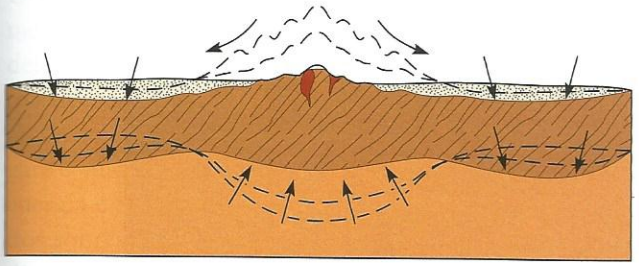
Figura 9.20 Princípio da isostasia
Um *iceberg* em equilíbrio tem 10% de sua massa acima do nível da água. Quanto maior o *iceberg*, maior é parte submersa e mais elevada é a porção acima da superfície da água. Se parte do gelo acima do nível de água derreter, o *iceberg* subirá para manter as mesmas proporções de gelo acima e abaixo do nível da água.



a. A crosta e o manto antes da erosão e da deposição.



b. Erosão das montanhas e deposição em áreas adjacentes. A recuperação isostática começa.



c. Erosão contínua, deposição e recuperação isostática.

© 2013 Cengage Learning

Figura 9.21 Recuperação isostática
Representação esquemática que mostra a resposta isostática da crosta à erosão (descarga) e à deposição difundida (carga).

atrás estão agora distantes da costa. A recuperação isostática também ocorreu no leste do Canadá, onde a crosta subiu cerca de 100 m nos últimos 6 mil anos.

A Figura 9.21 mostra a resposta da crosta continental da Terra para a carga e a descarga conforme as montanhas se formam e evoluem. Lembre-se de que durante uma orogenia, a colocação de plútons, o metamorfismo e o espessamento geral da crosta acompanham a deformação. No entanto, conforme as montanhas são erodidas, a recuperação isostática acontece e as montanhas sobem, enquanto as áreas adjacentes, onde venham ocorrer sedimentação, abaixam-se (Figura 9.21). Se isso continuar por muito tempo, as montanhas desaparecerão e a sua existência anterior será, então, detectada, apenas, pelos plútons e pelas rochas metamórficas de grau elevado.