

Balanceamento e restauração

20

A restauração de uma seção ou de um mapa geológico ao seu estado original, anterior à deformação, é uma parte importante da interpretação estrutural. A intenção é restaurar uma seção deformada e obter uma seção geológica verossímil e não deformada. Para simplificar, em geral consideramos que o comprimento ou a área (ou volume, em análises tridimensionais) são preservados. Se a seção estiver preservada, ela será balanceada quando seu comprimento, área ou volume tiverem sido restaurados a partir da seção deformada. Exercícios como esse foram feitos pela primeira vez em áreas contracionais, mas atualmente são feitos com frequência em áreas extensionais. No balanceamento, fazemos interpretações baseadas em parâmetros geológicos importantes, apesar de não haver garantia de que a seção balanceada esteja correta. Neste capítulo, veremos as premissas e os métodos básicos para o balanceamento e a restauração, principalmente de seções e mapas, enfatizando suas utilidades e limitações.



20.1 Conceitos básicos e definições

As incertezas contidas em qualquer conjunto de dados geológicos sempre deixam espaço para diferentes interpretações. O princípio conhecido como navalha de Occam sugere que devemos favorecer as explicações e os modelos mais simples, e isso é válido no balanceamento de seções geológicas: se levarmos em consideração todos os pequenos detalhes, encontraremos dificuldades técnicas e simplesmente não estaremos usando nosso tempo de modo adequado. Ainda que uma abordagem simples possa produzir inconsistências ou mesmo erros no balanceamento de seções, ela fornecerá informações importantes sobre a deformação em questão.

Vamos discutir o significado dos termos *balanceamento* e *restauração*. O **balanceamento** ajusta uma interpretação geológica para que ela não apenas seja geologicamente razoável em si, mas também restaurável ao seu estado pré-deformacional, de acordo com hipóteses acerca da deformação. Portanto, o balanceamento é um método que aporta realismo aos nossos mapas e seções geológicos. Uma seção balanceada deve ser **admissível**, ou seja, suas estruturas devem ser geologicamente razoáveis entre si em relação ao contexto tectônico, ou seja, as estruturas devem poder ser **restauradas** (retrodeformadas).

A **restauração** envolve o manuseio de uma seção ou mapa, trabalhando no sentido contrário à seta do tempo para produzir uma **retrodeformação**. Em termos da teoria da deformação, discutida no Cap. 2, isso equivale a aplicar uma matriz de deformação D^{-1} recíproca ou inversa, exceto que a deformação geralmente não é uma transformação linear. Devemos decidir se a deformação pode ser explicada por rotação, translação, cisalhamento simples, fluxo flexural ou alguma combinação desses processos. A aplicação de versões recíprocas dessas deformações deve fazer com que a seção ou mapa deformado seja restaurado. Uma restauração

realista requer a compatibilidade entre os diferentes elementos da seção, principalmente entre as camadas, que devem permanecer coerentes na seção. Isso significa que a seção restaurada não tenha sobreposições ou hiatos, ou que eles sejam mínimos; que os rejeitos das falhas (exceto das falhas de eventos anteriores de deformação) sejam removidos e que sejam removidas as dobradas nas camadas sedimentares, que devem ser rotacionadas à sua posição no plano horizontal. Portanto, quando restauramos uma seção estratigráfica previamente não deformada:

NÃO ESPERAMOS ENCONTRAR SOBREPOSIÇÕES, HIATOS, REJEITOS DE FALHAS, CAMADAS CURVAS E CAMADAS NÃO HORIZONTAIS EM UMA SEÇÃO RESTAURADA.

Na prática, não seremos capazes de restaurar perfeitamente as seções ou mapas nos casos de deformação complexa, mas este deve ser nosso objetivo durante a restauração. Em outras palavras, pretendemos que a seção ou mapa restaurado seja realista, tanto quanto possível. Apenas quando demonstramos que uma seção geológica pode ser restaurada a um estado pré-deformacional verossímil é que tal seção está balanceada.

UMA SEÇÃO GEOLÓGICA NÃO ESTÁ BALANCEADA ATÉ QUE UMA VERSÃO RESTAURADA ACEITÁVEL SEJA OBTIDA.

Tecnicamente, não precisamos necessariamente seguir a história ou a sequência deformacional durante a restauração; apenas os estágios deformado e não deformado são comparados. Podemos, portanto, isolar diferentes componentes da deformação, como rotação rígida, deslocamento de blocos (translação) e deformação interna de blocos (deformação dúctil). Também é possível começarmos por um modelo não deformado e deformá-lo até que ele atinja um estado similar ao da seção que está sendo interpretada. Esse procedimento não é considerado um balanço, mas uma **modelagem para a frente** (*forward modeling*).

Há diversos motivos para que o balanceamento e a restauração sejam cada vez mais usados. Eles auxiliam a avaliar se uma interpretação é realista e auxiliam nas estimativas de deformação, como, por exemplo, na determinação da quantidade de extensão ou encurtamento ao longo de uma seção. Na década de 1960, Clarence Dahlstrom e colaboradores aplicaram esse procedimento para reconstruir seções através das Montanhas Rochosas em Alberta, Canadá, representando-as em um estágio anterior à contração, e calcular a quantidade de encurtamento ocorrido. Posteriormente, os mesmos princípios foram usados em áreas extensionais, como a província Basin and Range e a bacia do Mar do Norte. O geólogo escocês Alan Gibbs foi um dos primeiros a aplicar os princípios da restauração a seções transversais do rifte do Mar do Norte.

UMA SEÇÃO OU MAPA BALANCEADO NÃO PRECISA SER NECESSARIAMENTE CORRETO, MAS É PROVÁVEL QUE SEJA MAIS CORRETO QUE UMA SEÇÃO QUE NÃO POSSA SER BALANCEADA.

Apesar de o balanceamento de seções ser mais comum, a restauração e o balanceamento podem ser feitos em uma, duas ou três dimensões. A restauração unidimensional é conhecida como restauração de linha; a restauração bidimensional é geralmente aplicada a seções, mas pode também ser aplicada a mapas, ao passo que a restauração e o balanceamento tridimensionais consideram os possíveis movimentos em três dimensões.

20.2 Restauração de seções geológicas

A forma mais simples de restauração baseia-se na reconstrução de uma linha reta mapeada ao seu estado antes do início da deformação. As considerações unidimensionais simples são tipicamente feitas com marcadores estratigráficos observados em seção geológica; o princípio é ilustrado na Fig. 20.1 para um marcador horizontal. Ao considerar-se a geometria das falhas, o uso de dois

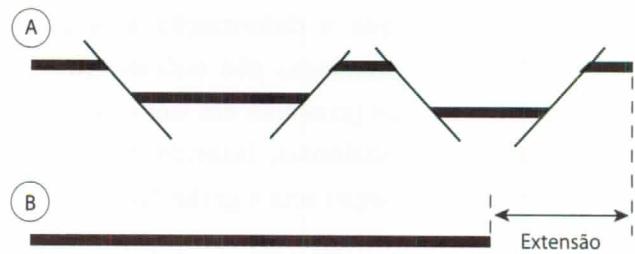


Fig. 20.1 Conceito de restauração unidimensional com um marcador horizontal. Nesse caso, os segmentos da linha podem ser movidos ao longo do traço das falhas até que eles formem uma linha contínua. A extensão é definida pela comparação entre os estados deformado e não deformado

ou mais marcadores estratigráficos transformam esse procedimento em um balanceamento de seção bidimensional.

O balanceamento sistemático de seções foi aplicado pela primeira vez nas Montanhas Rochosas, em Alberta, Canadá, nas décadas de 1950 e 1960, por geólogos estruturalistas dedicados à pesquisa de petróleo, que realizaram o balanceamento de marcadores estratigráficos em cavalgamentos e dobras, reconstituindo seu comprimento pré-deformacional. A premissa básica era que o comprimento e a espessura das camadas, medidos perpendicularmente à camada, permanecem constantes. Esse procedimento foi bem-sucedido nas seções em Alberta porque uma grande parte da deformação nessa área concentra-se em folhelhos de baixa resistência. A concentração da deformação produziu falhas de descolamento e dobramentos por deslizamento flexural, que preservam a espessura das camadas. Os marcadores estratigráficos foram mapeados em trabalhos de campo tradicionais, ao passo que nos trabalhos mais recentes se utilizam também dados remotos, incluindo interpretações de linhas sísmicas e de dados de perfuração. A restauração unidimensional pode ser feita em qualquer direção, e o resultado é a quantidade de extensão ou contração naquela direção. Na restauração de seções em geral, porém, a principal premissa é analisarmos as seções que contenham o vetor de rejeito ou os eixos máximo e mínimo do elipsoide

de deformação, e que a deformação seja plana (Boxe 20.1). Essas premissas são suficientemente satisfeitas em muitos (mas não em todos) regimes contracionais e extensionais, fazendo com que o balanceamento em seção seja significativo.

O BALANCEAMENTO DE SEÇÕES GERALMENTE REQUER DEFORMAÇÃO PLANA E UMA SEÇÃO NA DIREÇÃO DE MÁXIMO REJEITO.

Se a deformação não for plana, ou seja, se houver um componente de deformação perpendicular à seção analisada, haverá movimento de material para dentro ou para fora da seção, o que implica alteração de comprimento ou área. É possível considerar essa deformação se a deformação global for estimada, mas para isso precisamos de procedimentos mais complexos de modelagem tridimensional. Por ora, vamos nos restringir aos casos de deformação plana. Uma implicação importante é que se usarmos uma restauração unidimensional em uma região de deformação não plana, a interpretação será incorreta.

20.2.1 Restauração de blocos rígidos

O caso mais simples de restauração de seções é aquele em que os blocos de falha se comportam como blocos rígidos durante a deformação, de modo que apenas a rotação rígida e a translação sejam necessárias à restauração. As camadas sedimentares previamente não deformadas terminam como linhas retas na seção (planos em três dimensões), ao passo que os traços de falhas podem ser curvos. O sistema dominó na Fig. 20.2A é um exemplo no qual tanto rejeito (translação) como rotação (anti-horária) estão envolvidos. Cada bloco pode ser restaurado por rotação na seção até que as camadas se tornem horizontais, antes de se remover o rejeito das falhas. Isso pode ser feito facilmente com uma tesoura ou um programa gráfico de computador. Antes de começar, fixe um dos extremos e use esse **ponto fixo** como ponto de referência. O

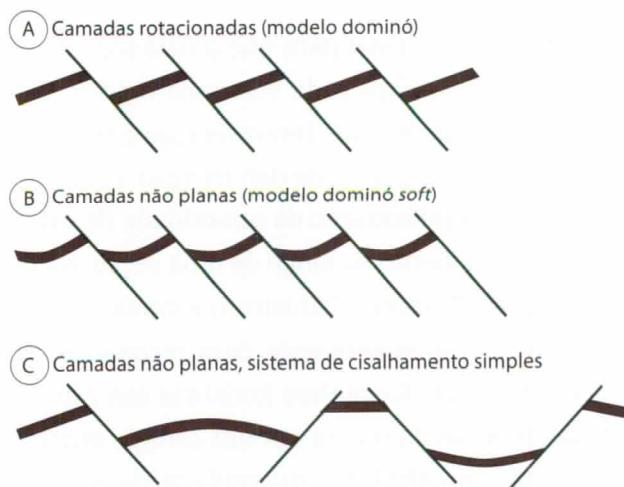


Fig. 20.2 (A) Camadas rotacionadas podem ser restauradas por rotação rígida e remoção do rejeito das falhas, se elas não tiverem sido dobradas. (B), (C) As camadas dobradas devem ser restauradas por uma deformação (dúctil) penetrativa, tal como cisalhamento vertical ou inclinado

resultado não é apenas a extensão, mas também o mergulho inicial das falhas e a quantidade de rotação dos blocos. Esse é um exemplo simples de restauração de comprimento constante. Quando usamos dois ou mais horizontes, vemos que a restauração por rotação rígida também preserva a área.

20.2.2 Área e comprimento constantes

Se considerarmos que um marcador foi restaurado ao seu comprimento inicial, isso significa que ele foi encurtado ou estirado apenas pela formação discreta de separações ou sobreposições visíveis. Essa é a base da **restauração de comprimento constante** (ou balanceamento de comprimento constante), que geralmente é aplicada na restauração de seções e é muito útil quando uma restauração rápida é necessária. Esse tipo de restauração é usado com frequência em cinturões de dobramentos e cavalgamentos, não apenas nas Montanhas Rochosas do Canadá, mas em quase todas as regiões orogênicas dominadas por uma tectônica thin-skinned (de pequena profundidade). A Fig. 20.3 mostra um exemplo do cinturão de dobramentos e cavalgamentos de Zagros, Irã, que é uma área controlada por um

Boxe 20.1 CONDIÇÕES PARA O BALANCEAMENTO DE SEÇÕES TRANSVERSAIS

- Interpretação geológica consistente.
- Deformação plana.
- A seção deve conter a direção de transporte tectônico.
- A escolha do modo de deformação (cisalhamento vertical, rotação rígida etc.) deve ser razoável e baseada no conhecimento sobre a deformação em um dado contexto tectônico.
- O resultado deve ser geologicamente verossímil, baseado na experiência e em observações independentes.

descolamento de sal e, portanto, adequada para uma restauração de comprimento constante.

A restauração de comprimento constante é adequada em situações em que as camadas são planas e horizontais (Figs. 20.1 e 20.2A). Em muitos casos, as camadas são curvadas, e o conceito de comprimento constante torna-se duvidoso.

QUANDO OS SEGMENTOS DE LINHA SÃO CURVOS, HÁ UM COMPONENTE DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL, E A ROTAÇÃO RÍGIDA DOS BLOCOS NÃO PERMITE A RESTAURAÇÃO DA LINHA.

É possível que os comprimentos das linhas sejam preservados durante um dobramento – tudo depende do modo como a deformação se acumula. Se o comprimento da linha for modificado, ainda assim a área pode ser preservada e, nesse sentido,

uma restauração de área constante pode ser mais robusta e aplicável. O balanceamento de área fará sentido se encolhermos uma seção em uma direção e a estirarmos de alguma forma em outra. Usando a Fig. 20.4B como exemplo, as áreas A e B devem ser iguais. Isso será verdadeiro mesmo que tenha havido variação no comprimento e na espessura das camadas, contanto que não tenha havido compactação ou movimento de material para fora ou para dentro da seção. O balanceamento de área também tem implicações nas estimativas da profundidade de descolamentos. Por exemplo, a área C é igual à área D na Fig. 20.4C. Se conhecermos a extensão (deslocamento horizontal da capa), poderemos facilmente estimar a profundidade na qual as falhas lístricas se horizontalizam. Este é o mesmo caso das dobras de propagação de falhas (Fig. 20.4B).

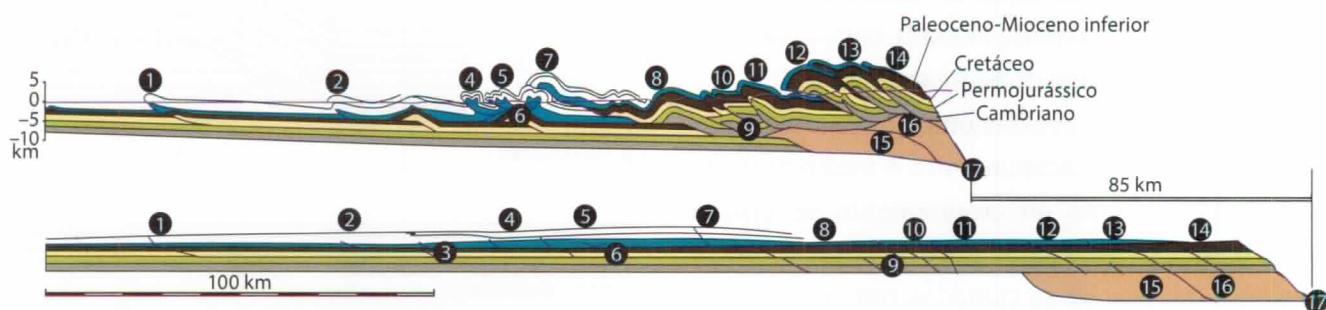


Fig. 20.3 Seção geológica através do cinturão de dobramentos e cavalgamentos de Zagros, Irã. A seção foi balanceada pelo método de camada sinuosa, que envolve a medição dos comprimentos do topo e da base de cada formação nos blocos entre as falhas, ajustando-se o comprimento de rampas e plataformas na seção restaurada com os da seção deformada, preservando-se a espessura das camadas (área constante). Os números são indicados para auxiliar na correlação entre as duas seções
Fonte: modificado de McQuarrie (2004).

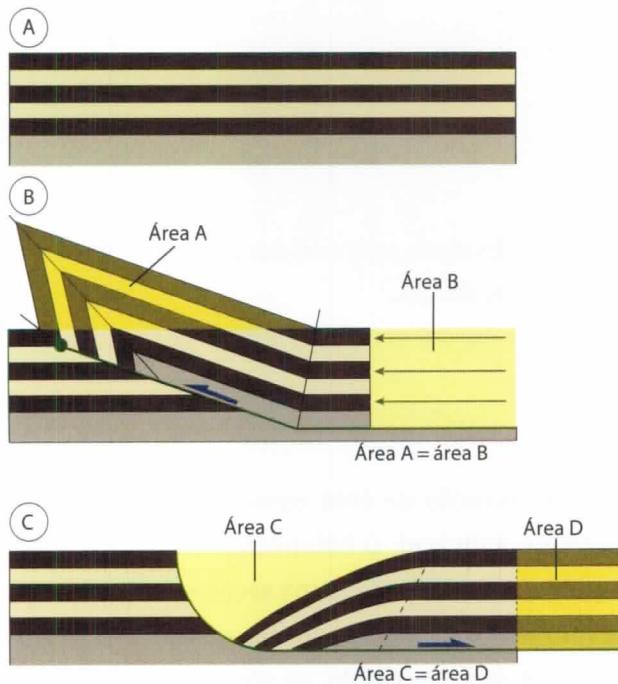


Fig. 20.4 Balanceamento de seções de área constante na direção de transporte. (A) Seção não deformada, (B) dobra de propagação de falha, (C) falha listrica extensional. Note que o comprimento da camada varia se houver deformação interna por cisalhamento, mas não se o mecanismo for de deslizamento flexural ou cisalhamento flexural

20.2.3 Deslizamento flexural

A conservação do comprimento de linha e da espessura de camada torna a restauração uma tarefa simples. O deslizamento flexural preserva ambos, pois o dobramento das camadas com deslizamento flexural implica apenas deslizamento paralelo ao acamamento. Se a deformação for distribuída, ainda pode ocorrer cisalhamento flexural, com o plano de cisalhamento ao longo do acamamento.

Em um regime contracional, o cisalhamento simples paralelo ao acamamento é muito comum, pois o deslizamento ou cisalhamento se instala mais facilmente nas camadas de menor resistência mecânica. Mesmo se as camadas começarem a se dobrar, o deslizamento ou cisalhamento paralelo ao acamamento pode criar dobras de deslizamento flexural ou de cisalhamento flexural – ou seja, esses mecanismos de dobramento preservam tanto o comprimento como a área da camada.

O DESLIZAMENTO FLEXURAL E O CISALHAMENTO FLEXURAL PRESERVAM O COMPRIMENTO E A ESPESSURA DAS CAMADAS, E, PORTANTO, TAMBÉM A SUA ÁREA.

O deslizamento flexural é conveniente na modelagem ou balanceamento de estruturas contracionais, como dobras associadas a falhas e dobras de propagação de falhas. As dobras associadas a falhas podem ser exploradas movendo-se um livro ou um maço de papéis por cima de uma rampa. Se desenharmos quadrados com círculos no lado do maço de papéis, veremos como a deformação se acumula sem alterar o comprimento dos papéis.

A restauração pode ser feita medindo-se com uma régua o comprimento de cada marcador na seção deformada. Os marcadores são movidos para seus pontos originais de cut-off (pontos onde eles foram cortados pela rampa) e retificados, enquanto a espessura da camada é mantida, como demonstrado na Fig. 20.5. Se a espessura da camada se alterar na seção deformada, o método do deslizamento flexural não resultará em uma seção corretamente restaurada. Um método similar pode ser usado para restaurar as dobras de deslizamento flexural, como as dobras de descolamento.

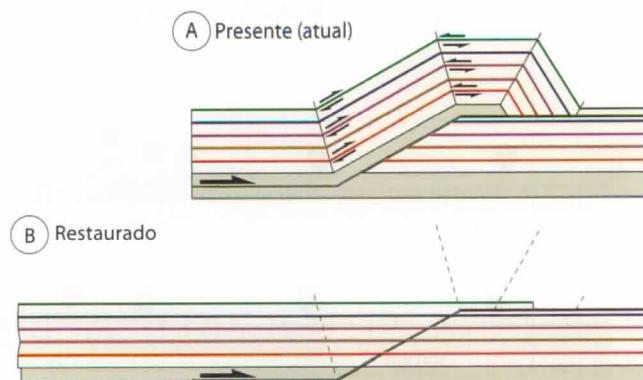


Fig. 20.5 Comprimento e espessura constantes foram considerados nessa restauração. Cada linha da capa foi retificada por rotação de segmentos individuais e movida novamente para encaixar-se na estratigrafia da lapa, de modo consistente com a restauração do deslizamento flexural

Em regimes extensionais, o cisalhamento paralelo ao acamamento também pode ocorrer, mas é menos frequente. Isso porque o deslizamento se inicia mais provavelmente em 20° - 30° em relação a σ_1 (Cap. 7), que é vertical no regime extensional e horizontal no regime contracional. Outro mecanismo usado na restauração de seções estendidas considera o cisalhamento simples através do acamamento.

20.2.4 Cisalhamento

O cisalhamento simples distribuído é um conceito que permite que deformação em pequena escala possa ser tratada como deformação dúctil, na qual a continuidade da camada é preservada. O verdadeiro mecanismo de deformação em pequena escala não é realmente importante nesse caso e, em seção sísmica, ela é considerada apenas como subsísmica (abaixo da resolução dos perfis sísmicos) ou dúctil. O objetivo é atribuir ao cisalhamento simples a deformação dúctil nos blocos de falha, como exemplificado no Boxe 20.2. Como já discutido no Cap. 15, o cisalhamento simples que atua através das camadas as rotaciona e altera seu comprimento, ao passo que o cisalhamento simples heterogêneo flexiona ou dobra as camadas. Entretanto, o cisalhamento simples preserva a área, de modo que a hipótese da área constante em regimes extensionais é mais realista que a da conservação do comprimento das camadas.

O uso clássico de cisalhamento (simples) em deformação extensional é feito na deformação da capa acima de falhas normais não planas, particularmente em falhas extensionais lístricas (Fig. 20.6). A deformação de área constante da capa de uma falha lístrica foi, em princípio, modelada por **cisalhamento vertical**. Essa técnica é também conhecida como **construção Chevron**, em referência à indústria petrolífera que a utilizou pela primeira vez (não confundir com as dobras em chevron mencionadas no Cap. 11). O cisalhamento vertical não envolve estiramento ou encurtamento na direção horizontal,

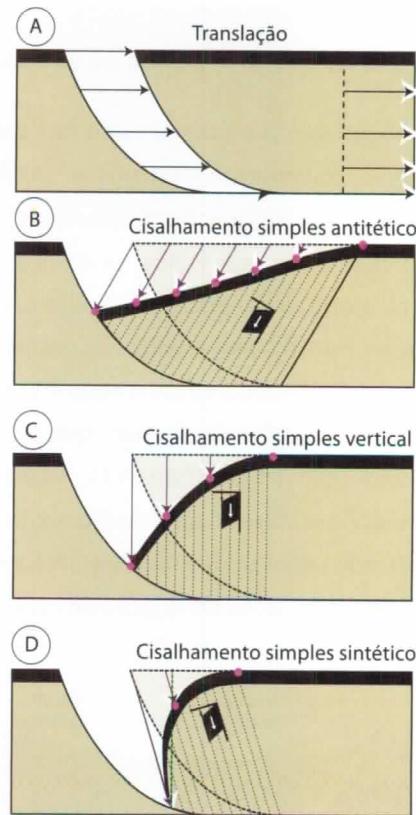


Fig. 20.6 Deformação da capa acima de uma falha lístrica. (A) Translação pura. (B-D) Cisalhamento antitético, vertical e sintético. Note as diferentes geometrias da capa e o fato de que o cisalhamento afeta apenas a parte esquerda da capa

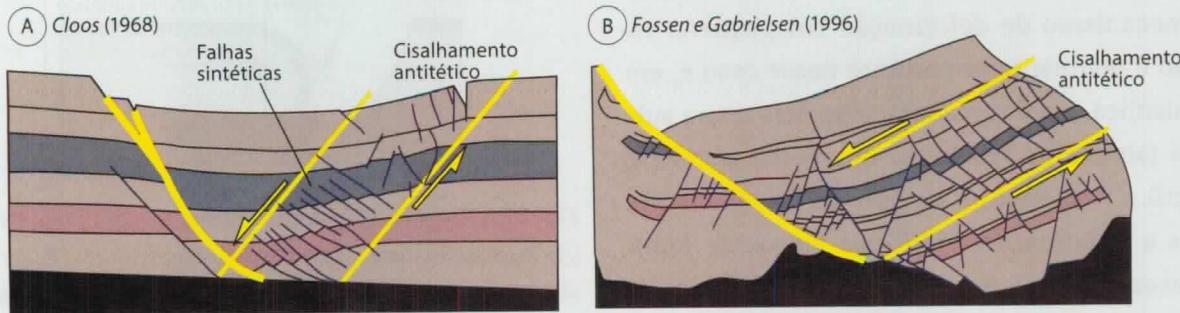
mas camadas individuais são estendidas, rotacionadas e adelgaçadas.

Logo se percebeu que a deformação por cisalhamento da capa poderia apresentar um desvio em relação ao cisalhamento vertical. Tanto o **cisalhamento antitético** (plano de cisalhamento com mergulho contra o plano da falha principal) como o **cisalhamento sintético** foram considerados. As diferenças entre ambos são mostradas na Fig. 20.6, que indica que as falhas antitéticas afetam uma porção maior da capa e implicam menor rejeito de falha que o cisalhamento vertical. A escolha do ângulo correto de cisalhamento nem sempre é fácil e, em geral, são feitas tentativas para encontrar o melhor valor. Parece que o cisalhamento antitético com um ângulo de cisalhamento em torno de 60° é adequado a diversos casos de capas deformadas acima de falhas lístricas, ao passo que o ci-

Boxe 20.2 O QUE REALMENTE SIGNIFICAM CISALHAMENTO VERTICAL E INCLINADO?

A deformação dúctil ou distribuída das camadas em uma seção deformada pode ser modelada de várias maneiras. É conveniente usarmos o cisalhamento simples, cujas variáveis são a deformação (*strain*) por cisalhamento e a inclinação do plano de cisalhamento, denominada **ângulo de cisalhamento**. Em escala de seção sísmica ou geológica, podemos não ser capazes de observar as estruturas deformacionais que fizeram com que uma camada não seja mais plana. As estruturas podem ser falhas subsísmicas, bandas de deformação, fraturas extensionais ou estruturas de reorganização em microescala. Portanto, a deformação é dúctil na escala de observação e seus efeitos podem ser modelados por cisalhamento simples.

Alguns pesquisadores afirmam que a orientação de pequenas falhas na capa representa um guia para a escolha do ângulo de cisalhamento. As duas figuras abaixo mostram capas com falhas em pequena escala, em sua maioria sintéticas em relação à falha principal. Entretanto, seu arranjo sugere cisalhamento antitético, como indicado pelas setas em amarelo. Estes exemplos mostram a dificuldade envolvida no uso de pequenas falhas na determinação do ângulo de cisalhamento.



salhamento sintético produz camadas com mergulho excessivamente alto, não realista, na maioria dos casos (Fig. 20.6D). O cisalhamento vertical pode ser mais realista se considerarmos grandes porções da crosta.

O cisalhamento sintético é adequado em casos em que o mergulho das falhas aumenta para baixo, tanto de modo gradual (falhas antilístricas) como abrupto (Fig. 20.7). O cisalhamento sintético também se aplica a alguns casos em que se desenvolve um sinclinal na capa. Entretanto, nos casos em que o sinclinal se alarga para cima, o modelo *trishear* (Boxe 8.3) pode ser uma alternativa mais realista. Um exemplo é mostrado na Fig. 20.8, onde a modelagem *trishear* progressiva (A) reproduz a seção (B) adequadamente.

20.2.5 Outros modelos

Outras hipóteses têm sido usadas para modelar a deformação dúctil na capa de falhas não planas, incluindo o **rejeito constante** ao longo da falha mestra e o **componente horizontal constante de rejeito** (*constant fault heave*). Vimos, no Cap. 8, como o rejeito pode variar ao longo das falhas; portanto, mesmo que tais hipóteses sejam geometricamente possíveis, elas não são geologicamente razoáveis, exceto em casos especiais. Entretanto, se o rejeito em uma dada falha for muito maior que a seção estudada, sua variação pode ser relativamente pequena, e um rejeito constante pode ser uma aproximação aceitável. Em geral, o teste das diferentes hipóteses durante a restauração de uma seção fornece explicações alternativas e suas diferenças destacam as incertezas envolvidas nessa prática.

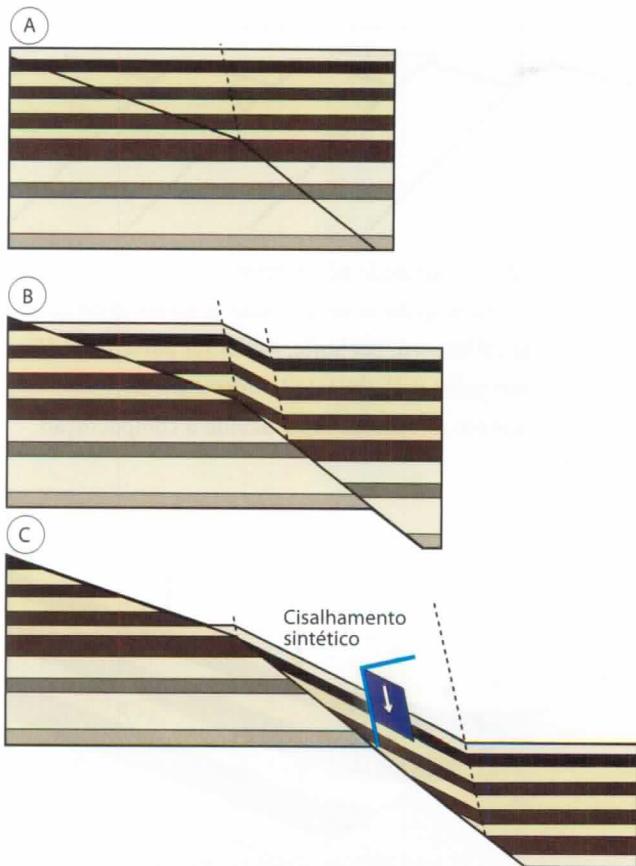


Fig. 20.7 Cisalhamento sintético local da capa de uma falha normal. O cisalhamento simples é relacionado ao aumento do mergulho da falha para baixo

20.2.6 O efeito da compactação

Uma área constante implica preservação da área mesmo que sua forma se altere durante a deformação. Todavia, a compactação (encurtamento vertical) de sedimentos pode ocorrer durante ou depois da deformação tectônica, diminuindo a área em seções verticais. O efeito da compactação nas falhas e dobras é significativo quando as sequências sedimentares são deformadas em pequena profundidade, antes de seu soterramento e litificação. O crescimento de falhas em contextos de delta é um exemplo realista e relevante em locais como o Golfo do México. O efeito primário é mostrado esquematicamente na Fig. 20.9, na qual percebe-se que o mergulho da falha decresce para baixo, apenas em função da compactação.

A compactação também tem um efeito geométrico sobre novas falhas formadas em uma sequên-

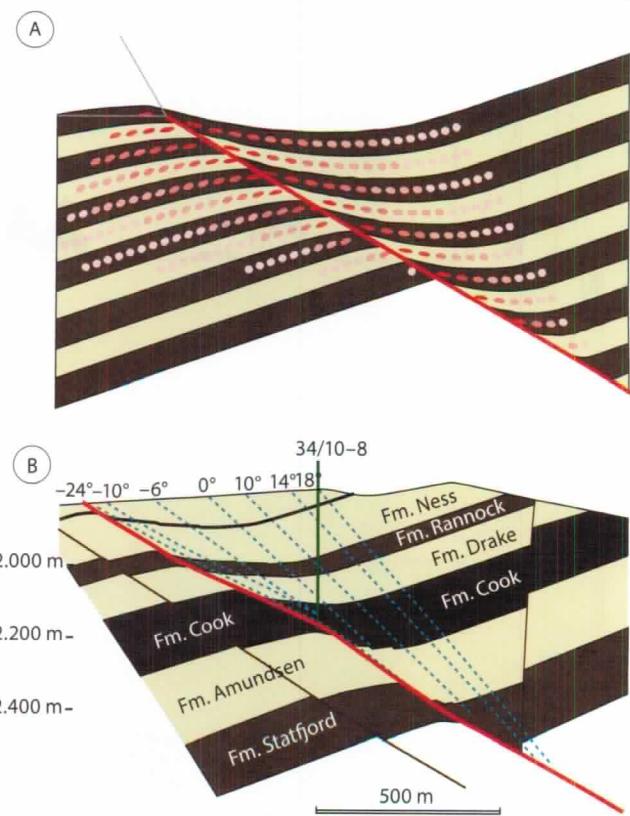


Fig. 20.8 (A) Modelo trishear aplicado a uma falha normal com mergulho suave que se propaga para cima na seção. Ocorre a formação de um sinclinal de capa. (B) Seção do Campo de Gullfaks, Mar do Norte, interpretada por dados sísmicos e perfurações. As isógonas de mergulho (em azul) são baseadas em dados de dipmeter e interpretações sísmicas. Note as similaridades geométricas

cia sedimentar. Isso é ilustrado na Fig. 20.10, em que as porções superiores de falhas inicialmente retas se horizontalizam e as falhas tornam-se levemente antilístricas. Esse efeito decorre da compactação diferencial, em que as camadas mais rasas se compactam mais que as camadas profundas, já compactadas.

Outros efeitos relacionados à compactação estão relacionados ao fato de que a areia se compacta menos que a argila. A argila tem uma porosidade inicial próxima a 70%, ao passo que a da areia é de cerca de 40%. Assim, se uma falha se forma em uma sequência de areia-argila recentemente depositada, a compactação subsequente irá fazer com que a falha tenha um mergulho menor nas camadas de argila que nas de areia.

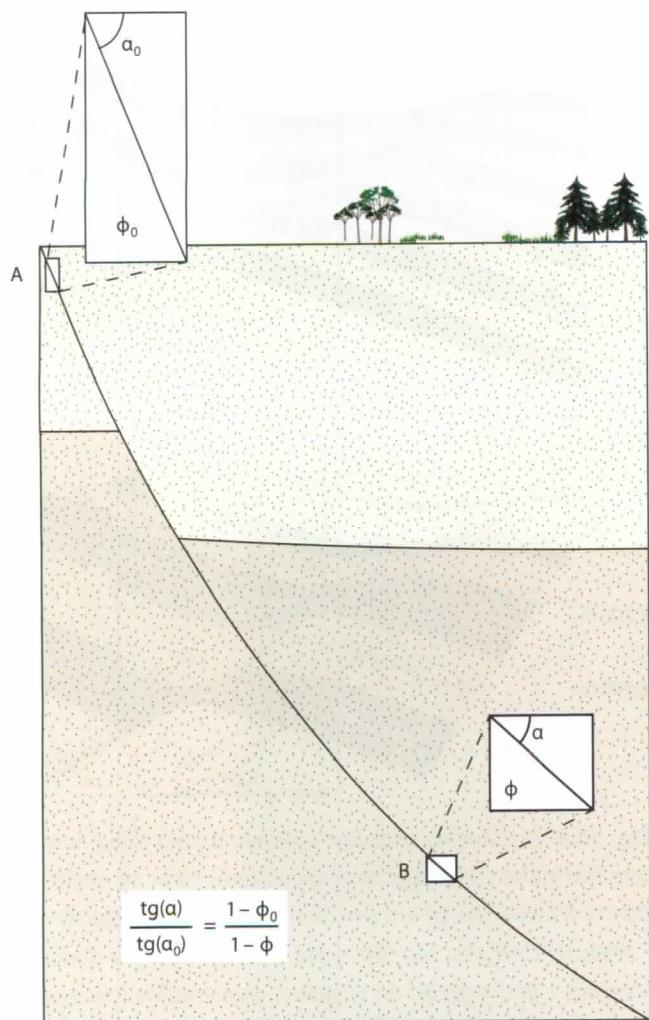


Fig. 20.9 Efeito da compactação na geometria de faihas sinesedimentares (crescimento de faihas). O mergulho da faiha diminui com a profundidade devido ao aumento da compactação nessa direção. O conhecimento da porosidade original pode ser usado para calcular o mergulho original em qualquer ponto da faiha. O valor de ϕ_0 é tipicamente em torno de 40% para arenitos e 65%-70% em argila. Note que pode haver outros motivos para que as faihas se horizontalizem em profundidade

Há também o efeito de compactação diferencial em cada lado da faiha. Se o deslocamento em uma faiha se tornar grande, da ordem de centenas de metros ou mais, as camadas da capa irão se compactar mais que as da lapa adjacente, simplesmente porque as camadas da lapa já foram compactadas em grau maior ou porque são rochas cristalinas. Em faihas extensionais inclinadas, o resultado é um sinclinal de capa (Fig. 20.11).

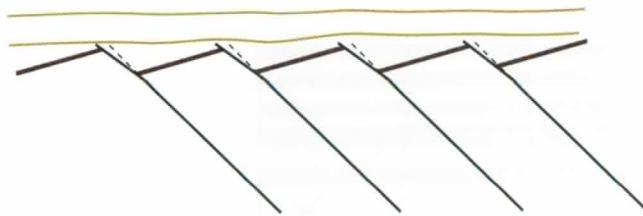


Fig. 20.10 A compactação pós-tectônica é maior na parte superior de uma sequência sedimentar. A diminuição do mergulho da faiha será, portanto, maior na parte rasa. Uma faiha com mergulho inicialmente uniforme irá se horizontalizar em direção ao topo, devido à compactação horizontal

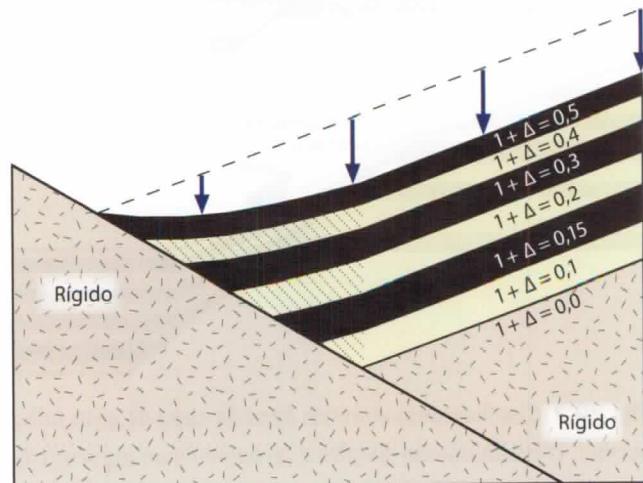


Fig. 20.11 Se a capa se compacta mais que a lapa, forma-se uma sinclinal de compactação. Neste exemplo, considera-se a capa como rígida, ao passo que as camadas na capa se compactam desde 50% na parte superior até 10% na parte inferior, sobre o embasamento rígido

A maioria dos programas de balanceamento utiliza curvas de compactação para os diversos tipos litológicos, a fim de remover o efeito da compactação durante a restauração.

20.2.7 Definindo a geometria de faihas a partir das camadas da capa

Em níveis rasos em sistema de rifte, é comum observarmos refletores sísmicos deslocados por faihas, mas a geometria da faiha em profundidade não é evidente. A relação direta entre as geometrias da faiha e da camada fornece informações importantes sobre a geometria da faiha em profundidade. Se os refletores da capa forem curvos, a faiha provavel-

mente também é curvada. Portanto, podemos usar a forma das camadas para estimar a forma da falha e, no caso de uma estrutura de *rollover*, para estimar a profundidade do descolamento.

HÁ UMA RELAÇÃO DIRETA ENTRE A GEOMETRIA DA FALHA E A DEFORMAÇÃO NA CAPA EM FALHAS NÃO PLANAS.

Necessitamos, porém, escolher um modelo de deformação da capa, e o resultado será diferente se escolhermos ângulos de cisalhamento sintético, vertical ou antítetico. O cisalhamento vertical produz uma zona de descolamento mais profunda que o cisalhamento antítetico (Fig. 20.12), mas o estiramento será maior no cisalhamento antítetico. Se tivermos informações sobre as geometrias da capa e da falha, podemos definir o ângulo de cisalhamento para o melhor balanceamento da seção. Em muitos casos, encontra-se um ângulo de 60° para falhas antíteticas, o que favorece o modelo de cisalhamento antítetico.

20.3 Restauração da vista em mapa

Um horizonte mapeado que tenha sido deformado por falhamentos extensionais é retratado por uma série de blocos de falha isolados; em falhamentos compressionais, os blocos são sobrepostos, e pode haver uma combinação dos dois casos. Se considerarmos o caso de falhas extensionais (Fig. 20.13A), a separação entre os blocos reflete a quantidade de estiramento. O padrão mapeado com blocos de falha lembra um quebra-cabeça, e a restauração consiste em colocar os blocos em sua posição anterior à deformação (Fig. 20.13B). O objetivo é restaurar o quebra-cabeça a um estado em que as aberturas e as sobreposições sejam mínimas, seja manualmente ou por computador. Se os blocos não apresentarem deformação interna e o acamamento for horizontal, a reconstrução será relativamente simples, pelo menos em princípio.

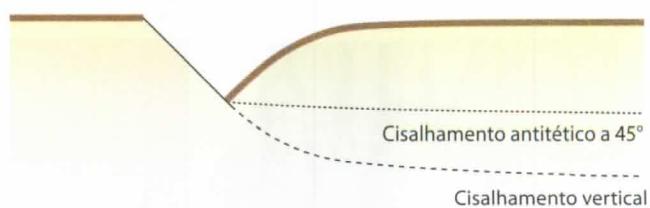


Fig. 20.12 Exemplo de camada curva na capa. A forma das camadas reflete a geometria das falhas em profundidade, mas a escolha do ângulo de cisalhamento influencia a geometria estimada da falha

Fonte: White et al. (1986).

Na situação comum em que as camadas têm mergulho, uma rotação de blocos rígidos pode ser necessária para se obter o acamamento horizontal. Porém, se as camadas não forem planas, a superfície deverá ser desdobrada ou erros adicionais serão introduzidos no modelo. A escolha do modelo de deformação pode não ser fácil – precisamos decidir se projetaremos os pontos materiais na superfície dobrada por cisalhamento oblíquo, cisalhamento vertical ou por outro tipo de transformação. Se considerarmos que a superfície é constante, um modelo de dobramento com deslizamento flexural será adequado.

Mesmo que tais incertezas e imprecisões não possam ser plenamente modeladas, o resultado da restauração de um mapa geralmente é bastante útil. O campo de deslocamentos emerge da conexão entre pontos antes e depois da deformação (Fig. 20.13C). A orientação dos vetores de rejeito permite distinguir entre deformação plana e não plana (vetores de rejeito paralelos e vetores divergentes, respectivamente), e avaliar a influência do espalhamento gravitacional durante a deformação. Adicionalmente, uma deformação não plana significa que a área não foi conservada em nenhuma seção no volume deformado, e as seções não poderão ser corretamente balanceadas: portanto, se criarmos um balanceamento, ele estará errado! Se a deformação for plana, as seções escolhidas para balanceamento deverão ser orientadas de modo paralelo ao vetor de rejeito. A restauração de mapas nos permite escolher de modo mais preciso essa direção.

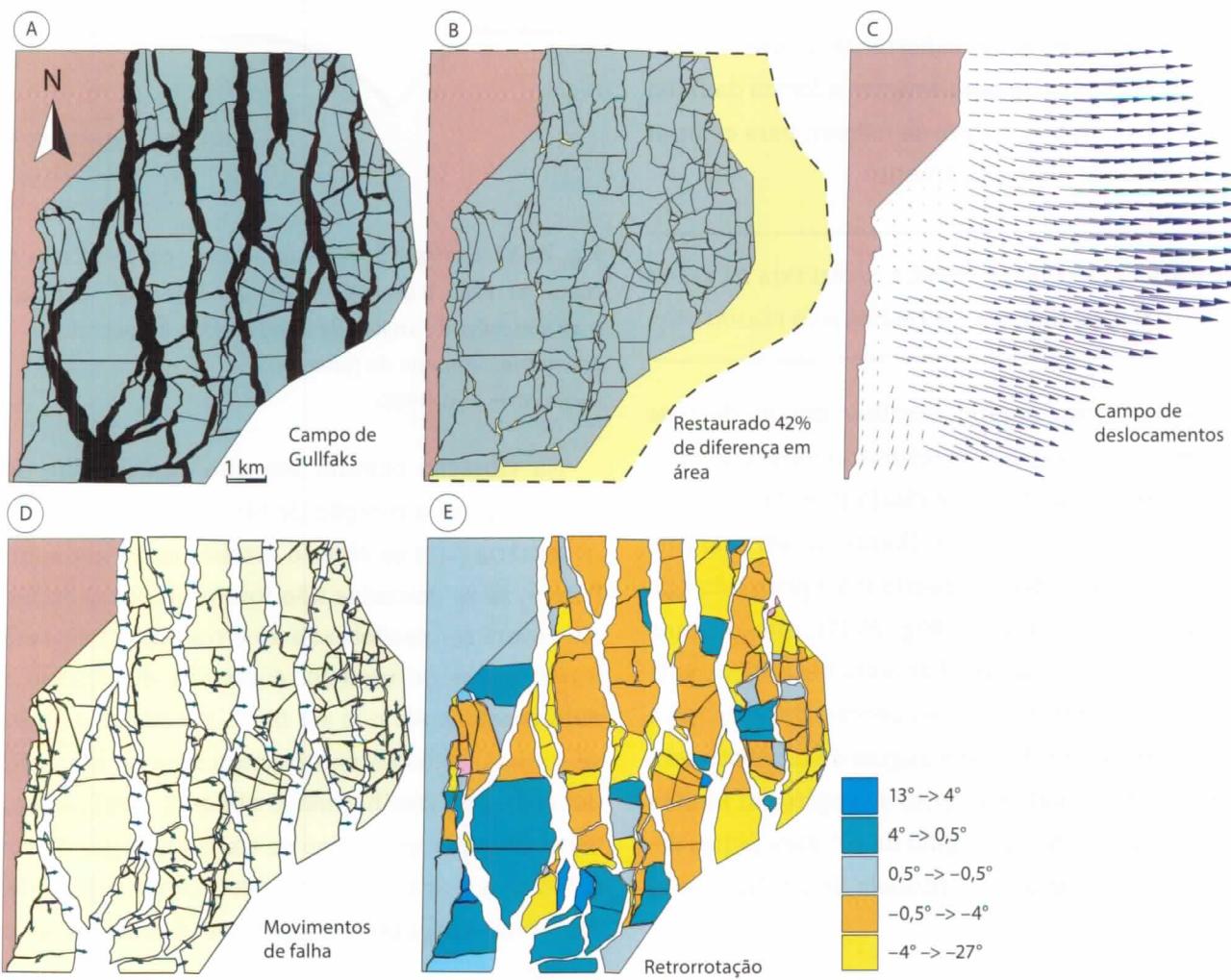


Fig. 20.13 Balanceamento do mapa da Formação Statfjord, Campo de Gullfaks. (A) Situação atual. (B) Versão restaurada. (C) Campo de deslocamentos relativos no bloco do extremo oeste. (D) Rejeito de falha. (E) Rotação segundo um eixo vertical
Fonte: Rouby et al. (1996).

A restauração de mapas inclui os aspectos a seguir. Os movimentos relativos dos pontos em cada lado da falha fornecerá o vetor de rejeito da falha (Fig. 20.13D) ou, se as camadas não forem horizontais, o componente horizontal do vetor de rejeito. A natureza do rejeito das falhas (segundo o mergulho, oblíquo, direcional etc.) será definida; o grau de rotação dos blocos em torno de um eixo vertical também se torna visível na restauração do mapa (Fig. 20.13E). A quantidade de deformação em qualquer direção horizontal será também visível. Finalmente, as áreas de hiatos e/ou sobreposições fornecem uma indicação da consistência da restauração e do grau de confiabilidade de nossas interpretações.

20.4 Restauração em três dimensões

A restauração de mapas é considerada, em alguns casos, tridimensional. Entretanto, uma verdadeira restauração tridimensional envolve volume e implica restauração simultânea de mapa e seções transversais. Os blocos de falha são considerados como objetos tridimensionais que podem ser deslocados e deformados internamente, mas não de modo independente uns dos outros. A restauração tridimensional é complexa, e uma abordagem de detalhe está além do objetivo deste livro.

Na restauração tridimensional, cada superfície é tratada matematicamente como uma rede de triângulos (ou outros polígonos) que podem ser deformados. A aplicação de um modelo de cisalhamento

vertical equivale a segurar um conjunto de lápis que conectem diferentes superfícies, onde cada lápis está livre para se mover de modo ligeiramente diferente dos lápis vizinhos. Uma vantagem da restauração tridimensional é a oportunidade de computar a deformação não plana. Entretanto, as muitas possibilidades envolvidas e o tempo necessário para preparar e construir modelos de restauração tridimensional fazem com que as formas mais simples de restauração sejam mais atrativas. Elas podem não ser tão precisas, mas são capazes de fornecer informações importantes, em tempo relativamente curto.

20.5 Backstripping

As técnicas de restauração discutidas anteriormente são puramente cinemáticas e não levam em consideração a resposta elástica ou isostática da crosta. Isso pode ser feito em restaurações de larga escala. Backstripping é um tipo de restauração isostática, feito quando o objetivo é a definição da história de subsidência de uma bacia, e que consiste da sucessiva remoção de sequências sedimentares e respectivos balanceamentos isostáticos. Esse tipo de restauração é aplicado a bacias de rifte para determinar a magnitude da extensão litosférica durante o rifteamento, com base na taxa de subsidência pós-rifte. O procedimento envolve a remoção passo a passo de camadas progressivamente mais antigas, corrigindo os efeitos da compactação, calculados a partir de

curvas de compactação-profundidade, e da subsidência causada pela carga sedimentar. Assim como o balanceamento de seções, esse procedimento pode ser feito em uma, duas ou três dimensões, esta última sendo menos usual. O backstripping unidimensional considera o modelo de isostasia de Airy, ao passo que o backstripping bi- ou tridimensional considera a isostasia flexural, em que a compensação isostática leva em consideração as variações laterais na carga. As estimativas paleobatimétricas são geralmente necessárias para definir os estágios anteriores da batimetria da bacia.

Não vamos abordar o backstripping em detalhe neste livro (veja as sugestões de leitura para um tratamento mais detalhado), mas, em termos gerais, a modelagem de seções geológicas em um rifte envolve:

- remoção da camada de água e computação da resposta isostática flexural;
- remoção da unidade estratigráfica mais jovem;
- descompactação da estratigrafia remanescente;
- cálculo da resposta flexural isostática à remoção da carga sedimentar;
- adição do soerguimento térmico segundo uma estimativa de β e da idade do rifte.

Esse procedimento é repetido para cada unidade estratigráfica até a base da sequência pós-rifte, produzindo uma série de seções transversais restauradas. Um esquema é apresentado na Fig. 20.14.

Resumo

A restauração de seções e mapas pode ser útil, porque fornece estimativas da deformação regional e permite avaliar quais modelos de deformação explicam melhor as estruturas observadas. Se uma seção não puder ser restaurada, tanto a interpretação como as hipóteses usadas na restauração devem ser criticamente reavaliadas. Se uma seção ou mapa for totalmente restaurado para um estado geologicamente viável, com interpretações balanceadas e consistentes, a restauração não necessariamente estará correta. A restauração é sempre uma solução de compromisso em relação às complexidades da deformação natural. Uma restauração nunca será correta em todos os detalhes, mas é um procedimento útil, contanto que suas limitações sejam consideradas. A restauração pode ser feita com papel e tesoura, com um programa de computação gráfica ou com programas especialmente desenvolvidos para esse objetivo. Alguns pontos importantes a lembrar são:

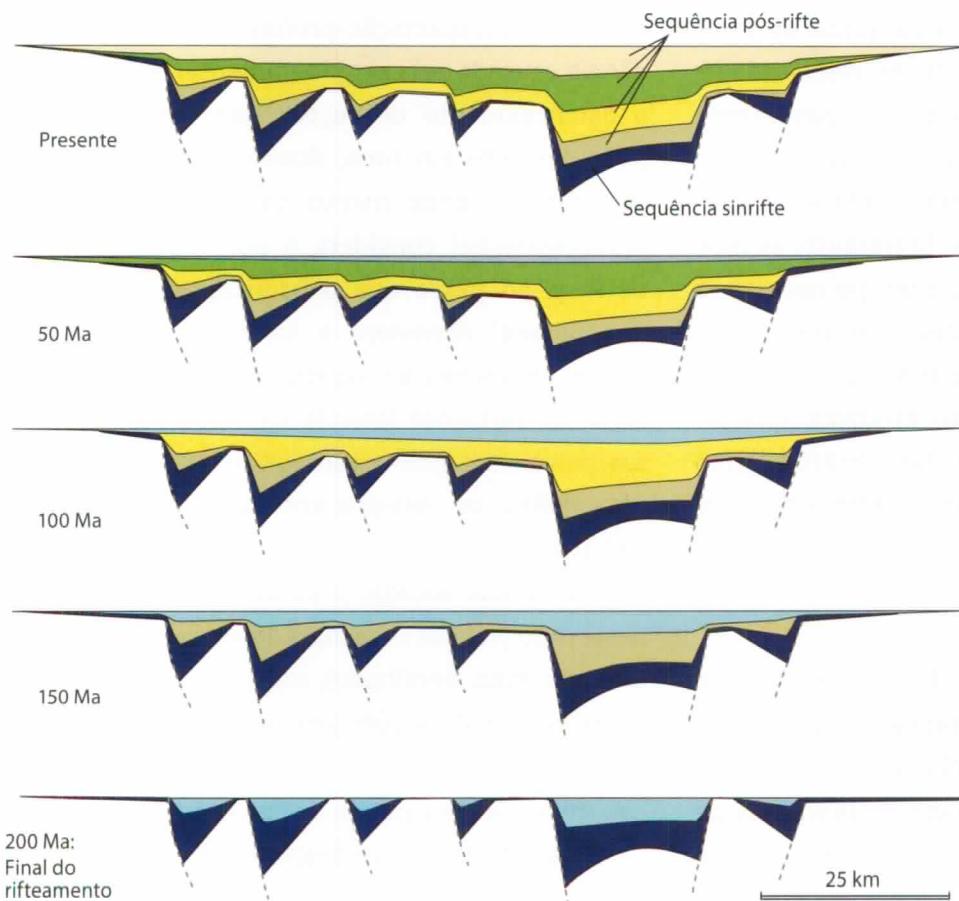


Fig. 20.14 Esquema do backstripping de uma seção através de um rifte, considerando a resposta flexural (isostasia), compactação e subsidência térmica. As unidades sedimentares são sucessivamente removidas e as seções podem ser testadas em relação a marcadores paleobatimétricos, como as cristas de falha erodidas
Fonte: baseado em Roberts et al. (1993).

- Uma interpretação balanceada é aquela que resulta na restauração de uma seção geologicamente consistente ao seu estado pré-deformacional.
- Um estado restaurado (não deformado) consistente implica, em geral, camadas sedimentares horizontais, sem sobreposições ou espaços vazios entre blocos de falha.
- Se as hipóteses básicas feitas durante a restauração forem consistentes, a interpretação geológica balanceada será a interpretação mais provável.
- Sempre há mais de uma interpretação em uma restauração.
- As condições e hipóteses usadas na restauração devem ser criticamente avaliadas, com base em toda a experiência e informação disponíveis.

QUESTÕES DE REVISÃO

- 1] Quais são as duas condições básicas que devem ser atendidas para que o balanceamento de seções faça sentido?
- 2] Qual é a diferença entre restauração e modelagem para a frente (*forward modeling*)?
- 3] O que significa deformação dúctil no contexto da restauração?
- 4] Qual é o modelo mais comum usado na restauração de seções com deformação dúctil?
- 5] Como podemos restaurar uma camada dobrada?
- 6] Que informações podem ser obtidas com a restauração de um mapa?

E-módulo

O módulo de e-learning denominado *Balancing and restoration* é recomendado para este capítulo.

Leituras complementares

Geral

ROWLAND, S. M.; DUEBENDORFER, E. M. *Structural Analysis and Synthesis*. Oxford: Blackwell Science, 2007.

Contração

DAHLSTROM, C. D. A. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743-757, 1969.

HOSSACK, J. R. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 705-711, 1979.

MOUNT, V. S.; SUPPE, J.; HOOK, S. C. A forward modeling strategy for balancing cross sections. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, p. 521-531, 1990.

SUPPE, J. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, v. 283, p. 684-721, 1983.

WOODWARD, N. B.; GRAY, D. R.; SPEARS, D. B. Including strain data in balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 313-324, 1986.

WOODWARD, N. B.; BOYER, S. E.; SUPPE, J. *Balanced Geological Cross-sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration*. *American Geophysical Union Short Course in Geology*, v. 6, 1989.

Extensão

DE MATOS, R. M. D. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults – a numerical solution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1839-1859, 1993.

GIBBS, A. D. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 153-160, 1983.

MORRIS, A. P.; FERRILL, D. A. Constant-thickness deformation above curved normal faults. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 67-83, 1999.

NUNNS, A. Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 278-297, 1991.

WESTAWAY, R.; KUSZNIR, N. Fault and bed “rotation” During continental extension: block rotation or vertical shear? *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 753-770, 1993.

WITHJACK, M. O.; PETERSON, E. T. Prediction of normal-fault geometries – a sensitivity analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 77, p. 1860-1873, 1993.

Estruturas de sal

HOSSACK, J. Geometric rules of section balancing for salt structures. In: JACKSON, M. P. A.; ROBERTS, D. G.; SNELSON, S. (Ed.). *Salt Tectonics: A Global Perspective*. Memoir 65. American Association of Petroleum Geologists, 1993. p. 29-40.

ROWAN, M. G. A systematic technique for sequential restoration of salt structures. *Tectonophysics*, v. 228, p. 331-348, 1993.

Restauração tridimensional e de mapas

ROUBY, D.; FOSSEN, H.; COBBOLD, P. Extension, displacement, and block rotation in the larger Gullfaks area, northern North Sea: determined from map view restoration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, p. 875-890, 1996.

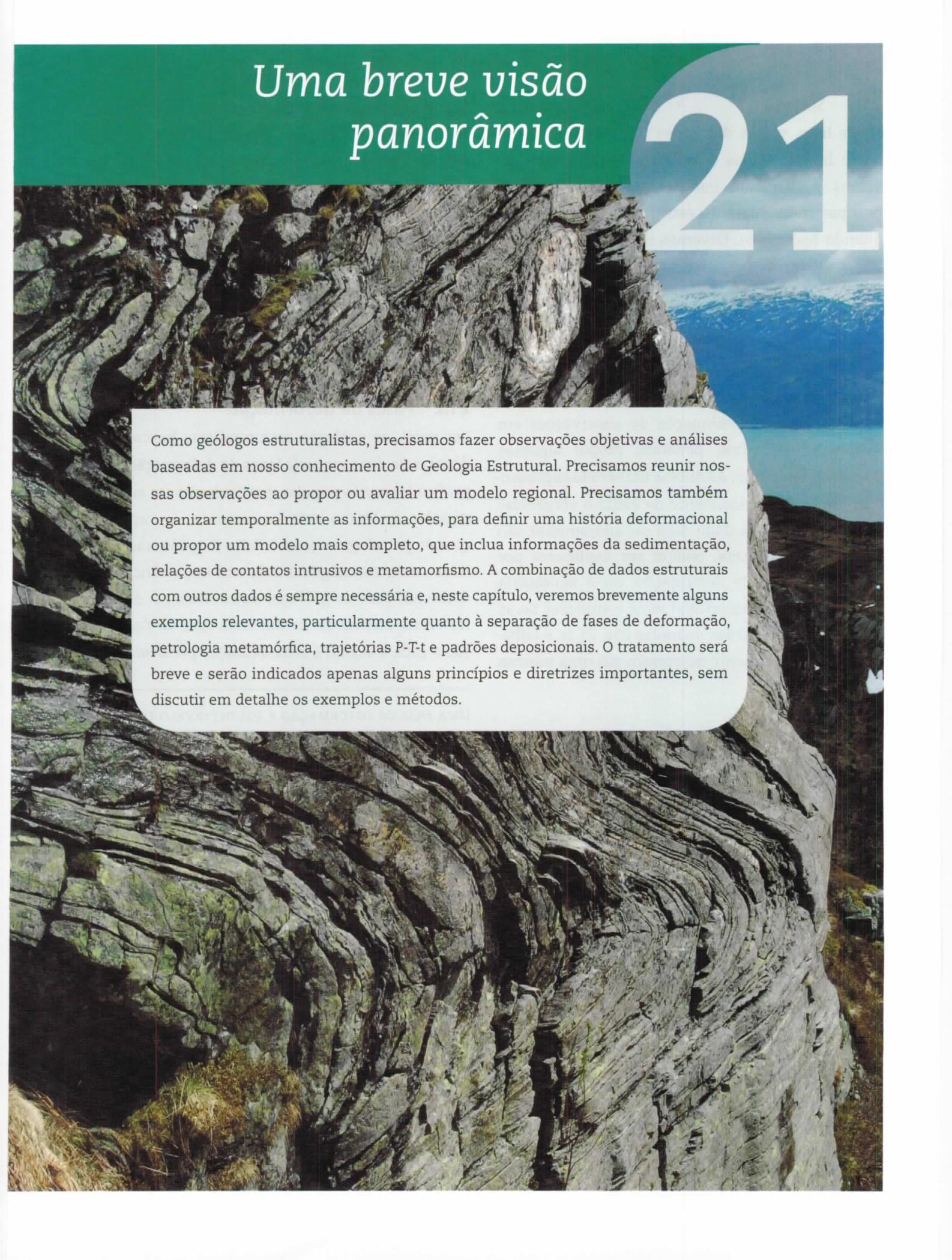
ROUBY, D.; XIAO, H.; SUPPE, J. 3-D Restoration of complexly folded and faulted surfaces using multiple unfolding mechanisms. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, p. 805-829, 2000.

Backstripping

- ROBERTS, A. M.; YIELDING, G.; BADLEY, M. E. Tectonic and bathymetric controls on stratigraphic sequences within evolving half-graben. In: WILLIAMS, G. D.; DOBB, A. (Ed.). *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Special Publication 71. London: Geological Society, 1993. p. 81-121.
- WATTS, A. B. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.

Uma breve visão panorâmica

21



Como geólogos estruturalistas, precisamos fazer observações objetivas e análises baseadas em nosso conhecimento de Geologia Estrutural. Precisamos reunir nossas observações ao propor ou avaliar um modelo regional. Precisamos também organizar temporalmente as informações, para definir uma história deformacional ou propor um modelo mais completo, que inclua informações da sedimentação, relações de contatos intrusivos e metamorfismo. A combinação de dados estruturais com outros dados é sempre necessária e, neste capítulo, veremos brevemente alguns exemplos relevantes, particularmente quanto à separação de fases de deformação, petrologia metamórfica, trajetórias P-T-t e padrões deposicionais. O tratamento será breve e serão indicados apenas alguns princípios e diretrizes importantes, sem discutir em detalhe os exemplos e métodos.

21.1 Síntese

Neste livro, vimos diferentes tipos de estruturas, como falhas, dobras e foliações. Neste ponto, devemos possuir um conhecimento básico sobre os tipos individuais de estruturas, para usarmos quando necessário. Devemos ser capazes de identificar blocos de falha em dominó, bandas de deformação cataclástica, subgrãos, bandas de deformação, dobras similares e muitas outras estruturas discutidas nesta obra. Quando examinamos um afloramento ou uma seção sísmica, nosso cérebro busca automaticamente geometrias e padrões familiares. Com a combinação de observações em muitos afloramentos, podemos propor algumas questões, tais como: As dobras observadas apresentam um padrão consistente de estilo e vergência? As dobras de uma dada área ou afloramento são consistentes, ou seja, podem ser explicadas por uma única fase de deformação, ou é necessária uma história deformacional mais complexa? Se as falhas afetam camadas dobradas (Fig. 21.1), o falhamento e o dobramento ocorreram em uma mesma

fase de deformação ou em momentos diferentes, sob diferentes campos de esforços e condições físicas? Talvez tenhamos que fazer medições das várias estruturas e lançar os dados em estereogramas para obtermos uma resposta. Talvez também seja necessário fazer a análise da deformação e a análise cinemática. Isso pode ainda não ser suficiente, e talvez tenhamos que trazer informações de outras disciplinas, como petrologia metamórfica, geocronologia e estratigrafia.

21.2 Fases de deformação

Em geral, os geólogos estruturalistas buscam evidências de duas ou mais **fases de deformação**. Essa prática foi muito popular, particularmente entre as décadas de 1960 e 1980; juntamente com informações da petrologia metamórfica e datações radiométricas, essa abordagem ainda tem importância fundamental para os geólogos estruturalistas de hoje. Há várias formas de definir uma fase de deformação e esta, a seguir, é uma definição possível:

UMA FASE DE DEFORMAÇÃO É UM INTERVALO DE TEMPO EM QUE ESTRUTURAS SÃO FORMADAS DE MODO CONTÍNUO EM UMA REGIÃO, COM UMA EXPRESSÃO EM COMUM, QUE PODE ESTAR LIGADA A UM CAMPO PARTICULAR DE ESFORÇOS OU DE DEFORMAÇÃO, OU A UM PADRÃO CINEMÁTICO.

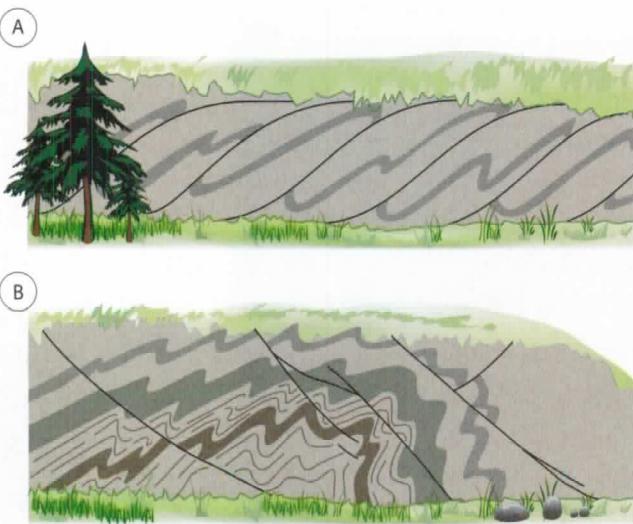


Fig. 21.1 Falhas e dobras em afloramento. Em (A) o padrão de dobras ajusta-se sistematicamente às falhas reversas, fazendo com que seja natural atribuir as dobras e falhas a uma mesma fase deformacional. Em (B) não há conexão cinemática entre as falhas normais e as dobras, sugerindo que sejam expressões de duas fases de deformação

É claro que as condições $P-T$, o campo de esforços e a cinemática podem variar continuamente durante a deformação e, portanto, a definição de fases de deformação discreta pode ser limitada, mas, ainda assim, ela é útil em muitas situações. As estruturas formadas durante uma única fase de deformação devem ter algumas características em comum. Por exemplo, dobras formadas durante uma única fase de deformação devem apresentar vergência consistente e desenvolver clivagens com assembleia mineral consistente com uma certa con-

dição metamórfica. No regime rúptil, as fraturas extensionais formadas durante uma única fase de deformação devem apresentar a mesma atitude (exceto se influenciadas por anomalias locais nos esforços) e ser preenchidas pelos mesmos minerais. A cinética das falhas, discutida no Cap. 9, deve apresentar um padrão consistente se considerarmos que as falhas e fraturas se formaram no mesmo campo de esforços regionais.

Um princípio muito importante ao considerarmos uma história deformacional regional é o das **relações de superposição**, que ajudam a determinar as idades relativas de duas ou mais estruturas encontradas em um mesmo afloramento ou em uma mesma amostra. Uma falha normal rúptil cortando uma zona de cisalhamento plástico é uma forte evidência de duas fases de deformação. No regime dúctil, os padrões de interferência de falha (Cap. 11) podem revelar características de duas fases diferentes de deformação.

Mas o **estilo estrutural** e a atitude não são, necessariamente, bons critérios, porque o estilo das estruturas é influenciado por variações reológicas e aspectos locais, bem como por variações na magnitude da deformação. Portanto, dobras abertas e cerradas podem formar-se em uma mesma fase, dobras concêntricas de descolamento podem formar-se acima de um descolamento, ao passo que dobras cerradas de cisalhamento podem formar-se no interior do descolamento propriamente dito. Além disso, fraturas extensionais podem desenvolver-se em um calcário competente, enquanto bandas de deformação se formam em arenitos e superfícies de deslizamento, em folhelhos adjacentes. Portanto, locais com relações de superposição são inestimáveis na determinação de idades relativas.

A identificação das idades relativas entre estruturas nem sempre é fácil, mesmo que todas as estruturas ocorram em um mesmo afloramento ou área. Por exemplo, falhas com diferentes atitudes podem ser contemporâneas (ver Fig. 8.4).

21.3 Deformação progressiva

Muitas rochas passaram por duas ou mais fases de deformação relacionadas a eventos tectônicos, como uma colisão de um complexo de arco de ilhas com uma margem continental ou uma colisão continente-continente. Cada evento tectônico como esses pode produzir diversas fases de deformação. A deformação que representa o efeito combinado de duas ou mais fases é denominada **polifásica**. Entre as décadas de 1960 e 1980, o conceito de fases de deformação foi aplicado com frequência em escala de afloramento ou mesmo de amostra de mão. Atualmente, a maioria dos geólogos estruturalistas diria que uma fase de deformação deve ter um caráter mais regional, no sentido de que uma mesma relação seja encontrada em vários afloramentos em uma região. Não há uma definição clara da abrangência regional necessária para que um conjunto de estruturas seja considerado como uma fase de deformação individual. Por exemplo, uma curva em uma falha de rejeito direcional produz um conjunto de estruturas deformacionais sobrepostas a estruturas anteriores (Fig. 18.13). Qual deve ser o porte dessa curva para que se possa definir uma fase de deformação para esse conjunto de estruturas? Provavelmente o porte deve ser grande (um quilômetro quadrado ou mais?), mas com frequência, em Geologia Estrutural, o termo *fase de deformação* é usado com significados diferentes.

Outro exemplo relevante em que o termo *deformação polifásica* deve ser tomado com cautela é em locais onde dobramentos e formação de clivagens ocorrem em zonas de cisalhamento e zonas miloníticas. As dobras podem formar-se esporadicamente em zonas miloníticas ativas, dependendo de efeitos geométricos locais, como a formação de lentes tectônicas. As estruturas em quadrante discutidas no Cap. 15 (ver Fig. 15.33) são um bom exemplo disso, assim como as dobras em bainha da Fig. 11.39. Dobras e foliações formadas esporadicamente em zonas de cisalhamento progressivo podem produzir um resultado final com dobras redo-

bradas e sobreposição de foliações, que podem não ser consideradas evidências de deformação polifásica. Em vez disso, consideramos essas estruturas como sendo formadas em **deformação progressiva**. Entretanto, se a zona de cisalhamento permanecer inativa por um intervalo substancial de tempo e for reativada em outro nível crustal ou em regime de esforços diferente, então podemos considerá-la uma nova fase de deformação.

A DEFORMAÇÃO POLIFÁSICA IMPLICA FASES DE DEFORMAÇÃO DISCRETA, AO PASSO QUE A DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA ENVOLVE UM PROCESSO CONTÍNUO E GRADUAL EM ESCALA REGIONAL.

Note que qualquer fase de deformação envolve deformação progressiva, pois as estruturas se desenvolvem ao longo do tempo.

21.4 Texturas metamórficas

As condições metamórficas são importantes, pois têm grande influência nos tipos de estrutura, nos mecanismos de deformação em microescala e nos processos que atuam durante a deformação. O **metamorfismo progressivo** envolve o aumento de temperatura e pressão, enquanto o **metamorfismo regressivo** (ou retrometamorfismo) corresponde à situação oposta. As trajetórias metamórficas, ou trajetórias $P-T$, podem ser determinadas por meio da análise das assembleias minerais metamórficas e, nas rochas deformadas, essas assembleias podem ser relacionadas a estruturas específicas de deformação. As paragêneses minerais do metamorfismo progressivo são comumente sobrepostas por estruturas deformacionais e assembleias minerais retrometamórficas durante a exumação.

21.4.1 Porfiroblastos

Alguns minerais metamórficos crescem e formam cristais muito maiores que o tamanho médio dos cristais ao seu redor. Os grandes cristais metamórfi-

cos são denominados **porfiroblastos** e são comuns em micaxistas e gnaisses. Os porfiroblastos mostrados na Fig. 21.2 apresentam inclusões que definem uma foliação interna, fortemente curvada na Fig. 21.2A e mais retilínea na Fig. 21.2B. Essas foliações internas são vestígios de foliações do período de crescimento do mineral e refletem condições metamórficas, orientação e geometria de trama daquele período. Os porfiroblastos são importantes por representar pequenas janelas para os estágios iniciais da história de deformação. A Fig. 21.3 ilustra como uma foliação inicial pode ser preservada no interior de porfiroblastos.

Mas qual é a implicação de um padrão de inclusões retilíneo ou curvo? Os porfiroblastos podem crescer antes, durante ou depois de uma dada fase de deformação, e são denominados **pré-tectônicos**, **sintectônicos** e **pós-tectônicos**, respectivamente. Alguns pesquisadores usam o termo **intertectônico**, quando há evidências de que o crescimento ocorreu entre duas fases de deformação, ainda que, em geral, tal situação seja classificada como pré-tectônica. As trilhas de inclusões sintectônicas tendem a ser curvas, porque os porfiroblastos são objetos rígidos e rotacionam com facilidade durante seu crescimento. Se for feito um croqui quadro a quadro da rotação de um porfiroblasto, resultará em um padrão curvo de inclusões.

Portanto, o exemplo da Fig. 21.2A pode ser interpretado como sintectônico. Os padrões pré-tectônicos (intertectônicos) de inclusões tendem a ser retilíneos (Fig. 21.2B), ao passo que curvaturas na parte externa do porfiroblasto sugerem rotação na parte final da história de crescimento. Devemos acrescentar que as trilhas de inclusões pré-tectônicas (intertectônicas) também podem ser curvas, se uma fase de deformação anterior houver produzido uma clivagem curva (crenulação) (Fig. 21.3).

Os porfiroblastos pós-tectônicos são mais fáceis de identificar, porque eles simplesmente crescem sobre a trama existente, que pode ser traçada continuamente através dos porfiroblastos.

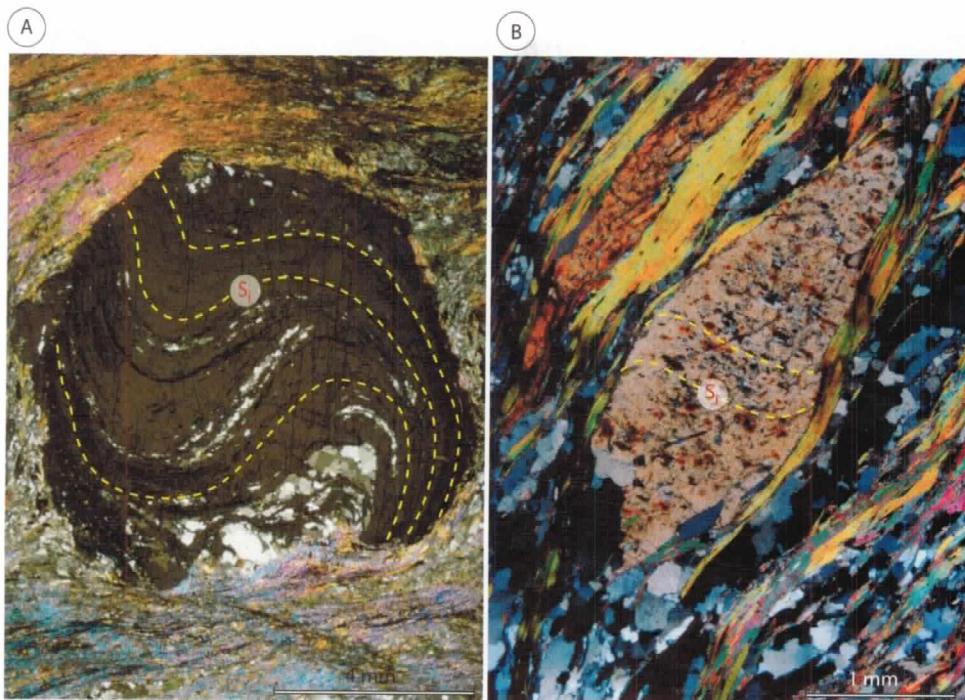


Fig. 21.2 (A) Porfiroblasto de granada em micaxisto, mostrando um padrão sigmoidal de inclusões, que representa uma foliação anterior, agora desconectada e em alto ângulo com a foliação externa. (B) Porfiroclasto de anfíbólio com trilhas de inclusões em arranjo (predominantemente) retilíneo. As trilhas retilíneas podem indicar crescimento pré ou intertectônico, mas a curvatura nas proximidades da borda do cristal indica que uma deformação se iniciou na parte final da história de crescimento do mineral

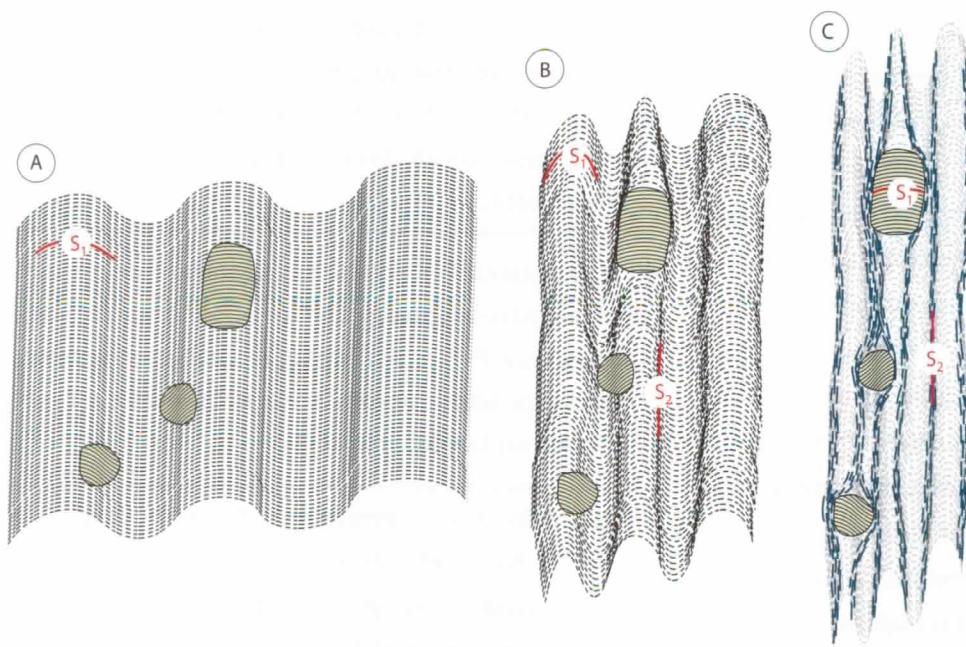


Fig. 21.3 Desenvolvimento de porfiroblastos com uma foliação interna oblíqua (S₁), herdada da trama da rocha no momento de seu crescimento (A)

21.4.2 Trajetórias P-T

As rochas submetidas a tectonometamorfismo em eventos orogênicos passam por variações nas condições metamórficas que podem ser retratadas por trajetórias no espaço pressão-temperatura, denominadas **trajetórias P-T** (Fig. 21.4). As rochas guardam, na maioria dos casos, uma memória dos diferentes estágios ou fases de seu desenvolvimento tectonometamórfico, o que permite estimar sua

trajetória P-T. Por exemplo, muitos porfiroblastos contêm inclusões minerais formadas sob condições P-T diferentes daquelas indicadas pela mineralogia principal da matriz. Em alguns casos, é possível estimar as condições P-T de ambos os estágios, por meio de análises químicas dos minerais em equilíbrio por microssonda eletrônica.

O mesmo pode ser feito em paragêneses minerais preservadas nas rochas adjacentes ou em

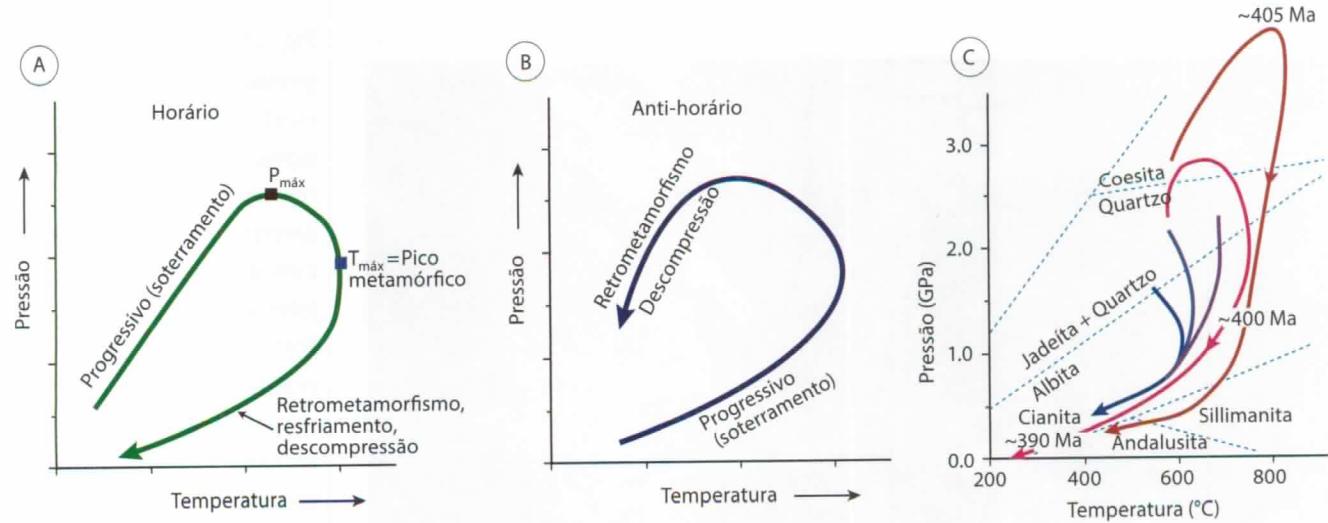


Fig. 21.4 Trajetórias $P-T$ (A) horária e (B) anti-horária. (C) Trajetórias $P-T-t$ em diferentes locais da crosta continental caledoniana subductada no sudoeste da Noruega, relevantes nas Figs. 16.26 e 17.22. Baseado em compilação de Labrousse et al. (2004). As idades relacionam-se às duas trajetórias mais profundas. As transições de fases bem definidas são indicadas como referência

lentes tectônicas de zonas de cisalhamento, como mostrado na Fig. 21.5, na qual um paragnaisse proterozóico é preservado no bloco adjacente a zonas de cisalhamento eclogíticas do Paleozoico Inferior (A e B) e em lentes em zonas de cisalhamento eclogíticas mais largas (C). Os pseudomorfos de minerais metamórficos que cresceram em condições $P-T$ mais altas e passaram por retrometamorfismo em um estágio posterior também fornecem informações sobre as condições metamórficas anteriores (pico?). Por exemplo, pseudomorfos de quartzo substituindo coesita podem ser encontrados em alguns terrenos de ultra-alta pressão. Além disso, o zoneamento químico de porfiroblastos e as texturas de reação podem fornecer informações sobre o desenvolvimento $P-T$. Esse tipo de informação é utilizado na **termobarometria**, uma área baseada em dados experimentais e calibrações laboratoriais e que nos permite apresentar em diagramas $P-T$ (Fig. 21.4A,B) o desenvolvimento tectonometamórfico de uma região. Sem entrar de fato no campo da petrologia metamórfica, os diagramas $P-T$ são importantes porque refletem as condições metamórficas durante ou entre as fases de deformação.

Quando as assembleias minerais metamórficas podem ser relacionadas a estruturas como clivagens ou zonas de cisalhamento bem definidas, podemos definir uma ligação clara entre a Geologia Estrutural e a tectônica.

OS DIAGRAMAS $P-T$ PODEM SER CONSTRUÍDOS SE OBTIVERMOS INFORMAÇÕES SOBRE OS DIFERENTES ESTÁGIOS DA HISTÓRIA $P-T$ E, PORTANTO, SE OBTIVERMOS DADOS CONFIÁVEIS SOBRE DEFORMAÇÃO HETEROGENEA E REQUILÍBRIO METAMÓRFICO.

Também são relevantes as formas das trajetórias $P-T$. As trajetórias $P-T$ podem ser horárias ou anti-horárias em diagramas onde a temperatura é indicada no eixo horizontal e a pressão, no vertical. Uma trajetória horária (Fig. 21.4A) é característica de casos em que uma crosta continental relativamente fria é subductada rapidamente, atingindo, portanto, o pico de pressão antes que a rocha atinja o pico térmico da trajetória $P-T$. A subducção do escudo durante a colisão caledoniana continente-continent é um exemplo bem definido (Fig. 16.26), e suas trajetórias $P-T$ horárias são mostradas na Fig. 21.4C. Muitas trajetórias horárias representam rochas que passaram por aquecimento

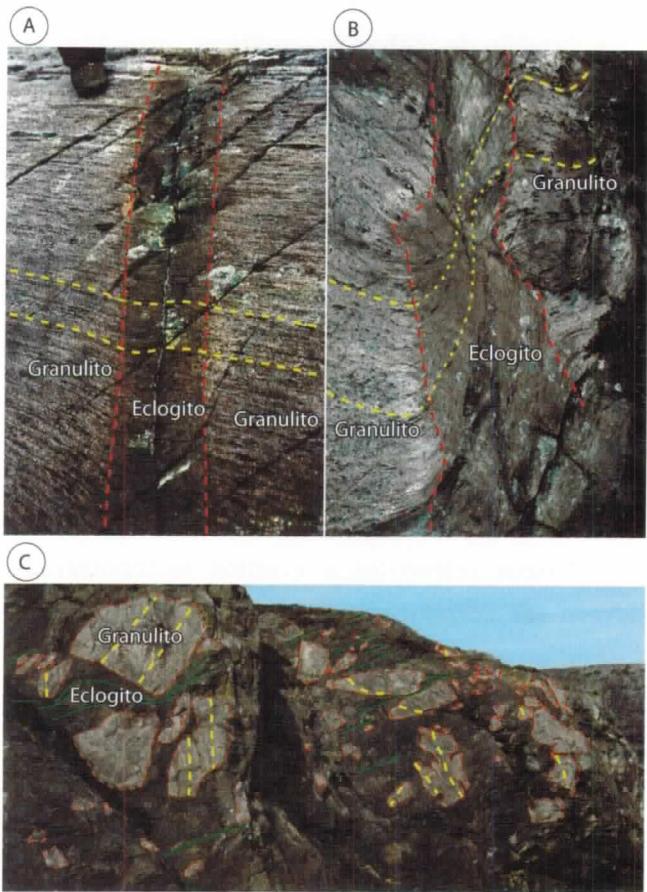


Fig. 21.5 Relação próxima entre metamorfismo e estruturas de deformação durante a eclogitização caledônica de granulitos de idade Grenville, de Bergen Arcs, nas Caledonides do sudoeste da Noruega. Eclogitização seletiva ao longo de uma fratura (A), de uma zona de cisalhamento plástico (B) e em uma zona de cisalhamento mais larga (C). A sequência (A-C) representa um aumento na deformação e no metamorfismo. A eclogitização seletiva pode ser explicada pela infiltração de fluidos em fraturas e zonas de cisalhamento. As condições $P-T$ calculadas e as idades U/Pb são diferentes nos eclogitos e granulitos, como demonstrado por Austrheim (1987), Bingen et al. (2004) e Raimbourg et al. (2005).

na primeira parte de sua exumação. Note que uma trajetória $P-T$ e sua forma dependem da taxa de soterramento e de exumação, e do caminho percorrido na cunha orogênica, que, por sua vez, é controlado tanto pela tectônica regional como pelo desenvolvimento estrutural local. A Fig. 21.4B mostra uma trajetória anti-horária, que pode ser atribuída a diferentes ambientes tectônicos onde o aquecimento precede o espessamento crustal, como, por

exemplo, onde o rifteamento precede a orogenia, ou onde a intrusão de magma na base da crosta precede o espessamento.

Um pré-requisito na determinação de uma trajetória $P-T$ é a disponibilidade de suficientes informações sobre a história metamórfica das rochas. As paragêneses minerais devem ser formadas nos vários pontos ao longo da trajetória e devem resistir à parte final da história tectonometamórfica. Os minerais em uma rocha anidra podem não se alterar ou não se recristalizar, mesmo que haja uma mudança significativa nas condições. Entretanto, assim que ocorre interação das rochas com fluidos, as reações metamórficas e o retrometamorfismo podem ocorrer prontamente. Isso significa que uma rocha pode ter passado por condições metamórficas que não estão registradas em sua assembleia mineral. Os fluidos são proximamente associados às zonas de cisalhamento e, portanto, o cisalhamento pode formar canais para a percolação de fluidos, e os minerais gerados nessas condições $P-T$ específicas serão encontrados ao longo da zona de cisalhamento. Essa relação entre deformação e metamorfismo é importante e produz as heterogeneidades que nos auxiliam a obter informações sobre as condições antes e durante a deformação. Em geral, zonas de cisalhamento de diferentes idades contêm diferentes assembleias minerais metamórficas, que são importantes fontes de informação que nos ajudam a definir suas trajetórias $P-T$.

21.5 Datações radiométricas e trajetórias $P-T-t$

O sentido (horário ou anti-horário) de uma trajetória $P-T$ pode ser estimado simplesmente a partir das relações de superposição vistas em campo ou em seção delgada; não obstante, informações de idades absolutas baseadas em dados radiométricos são úteis (Fig. 21.4C). Em termos simples, diferentes métodos podem datar a idade de equilíbrio metamórfico ou de resfriamento abaixo da temperatura

de fechamento das reações metamórficas. A datação direta do metamorfismo pode ser feita por datação U-Pb de zircão, monazita ou titanita que se cristalizaram durante o metamorfismo. Esse método pode fornecer a idade de cristalização do zircão ou a história de crescimento de cristais zonados.

UMA SÍNTSE ESTRUTURAL ÚTIL DEVE LEVAR EM CONSIDERAÇÃO TODAS AS IDADES DISPONÍVEIS E QUE PERMITAM DEFINIR A HISTÓRIA TECTONOTERMAL DAS ROCHAS.

A maioria dos dados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de anfibólios e micas brancas é interpretada como idade de resfriamento, indicando o momento em que o mineral foi resfriado abaixo da temperatura de difusão do argônio. Essa temperatura é de cerca de 500°C em hornblenda e 350°C em muscovita. Além disso, é possível que micas brancas cristalizadas durante cisalhamento em temperatura próxima ou inferior a 350°C retenham o argônio desde o momento de sua cristalização – nesse caso, as idades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ representariam a idade de crescimento do mineral e, portanto, a idade do evento tectonometamórfico correspondente à zona de cisalhamento. O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ também pode ser aplicado a feldspato potássico, que, nesse contexto, pode ser considerado um mineral com múltiplos domínios e que retém argônio em um intervalo entre 350°C e 150°C, e que, portanto, pode ser usado na modelagem da trajetória tempo-temperatura nesse intervalo.

A parte inferior de uma trajetória $P-T$ pode ser definida por dados de traços de fissão em apatita, onde uma temperatura de anelamento de 150°C é considerada. Ao combinar-se esses e outros métodos radiométricos não mencionados aqui, além de relações estratigráficas independentes, a trajetória $P-T$ pode ser atribuída a um intervalo de tempo absoluto, passando a ser denominada uma trajetória $P-T-t$. É importante notar que os dados radiométricos podem dificultar as interpretações e que os dados e interpretações publicados devem ser avaliados criticamente.

A datação de rochas magmáticas intrudidas entre eventos tectonometamórficos é útil, e as idades de cristalização tendem a ser mais acuradas e confiáveis que as demais informações geocronológicas. Diversos outros métodos e técnicas, além dos mencionados aqui, têm sido usados, e as novas técnicas desenvolvidas nas últimas décadas oferecem melhor precisão.

21.5.1 Microtexturas e mecanismos de deformação

As informações termobarométricas e os dados radiométricos referentes a eventos tectonotermais devem ser correlacionados com processos de deformação em microescala. O conhecimento sobre como as rochas e os minerais se deformam em diferentes condições $P-T$ nos auxilia a identificar estruturas que têm em comum os mesmos mecanismos de deformação. Em conjunto, essa abordagem ajuda a reconhecer, mapear e agrupar diferentes tipos de estruturas em uma região.

21.6 Tectônica e sedimentação

Os sedimentos e metassedimentos são importantes em regiões metamórficas porque eles se depositaram à superfície. Se uma unidade (meta)sedimentar apresentar um contato basal primário intacto ou modificado, podemos deduzir que este foi seu substrato no momento da deposição. Nos casos em que conhecemos a idade dos sedimentos, esta é uma importante peça de informação que deve ser acrescentada às trajetórias $P-T-t$. Por exemplo, as Caledonides do sudoeste da Noruega são limitadas por sedimentos do início do Devónico Médio (cerca de 397 Ma) e antecedidas por sedimentos de cerca de 425 Ma de idade, depositados sobre crosta oceânica e encontrados em fragmentos ofiolíticos em uma zona de colisão.

A conexão entre sedimentação e tectônica é ainda mais evidente quando a deformação ocorre à superfície ou próximo a ela. Já vimos como as bacias locais ou minibacias podem formar-se em

torno e entre diápiros de sal em crescimento, em função da retirada de sal da camada (Figs. 19.5 e 19.18). Os padrões deposicionais em torno de diápiros de sal, com suas variações de espessura, discordâncias e padrões de migração de depocentros, refletem a história de crescimento das estruturas de sal e de formação e movimentação das falhas relacionadas. A formação de sequências cinematográficas ilustradas na Fig. 19.14 é um desses tipos de relações. Para decifrar os padrões estratigráficos, podemos utilizar o método de *backstripping*, que pode fornecer informações que seriam difíceis de obter por outro modo.

O REGISTRO SEDIMENTAR SINTECTÔNICO PRESERVADO NOS RIFTES, ORÓGENOS E CONTEXTOS DE REJEITO DIRECIONAL REFLETE A HISTÓRIA TECTÔNICA DA ÁREA EM TERMOS DE RELAÇÕES TEMPORAIS DE MOVIMENTOS DE FALHAS, CRESCIMENTO OU COLAPSO DE ESTRUTURAS DE SAL, EXUMAÇÃO, EVENTOS METAMÓRFICOS E OUTROS EVENTOS TECTÔNICOS LOCAIS OU REGIONAIS.

Os padrões de sedimentação associados a falhas são comuns em qualquer contexto tectônico que envolva movimento de falhas com componente vertical. O preenchimento de bacias *pull-apart* (Cap. 18) reflete as relações temporais do movimento das falhas e da taxa de subsidência, que, por sua vez, relaciona-se à geometria da falha e à taxa de rejeito. Nos regimes contracionais, encontramos cunhas clásticas na frente de propagação de *nappes* de cavalgamento e cunhas orogênicas em crescimento. Essas bacias de antepaís refletem o relevo de superfície criado pelas unidades alóctones e sua composição. A aproximação de uma frente orogênica pode gerar um aumento no aporte de sedimentos clásticos em bacias de antepaís, sedimentação mais rápida, granulometria mais grossa e composição mineralógica e tipo de clastos que podem ser exóticos na área original de antepaís. Por exemplo, o súbito aparecimento de cromita na sequência de antepaís do Caledôniano nas proximidades de Oslo,

Noruega, é interpretado como uma evidência da aproximação de ofiolitos alóctones vindos do além-país. Em um estágio posterior, a frente orogênica atingiu a área e as camadas foram afetadas por encurtamento *thin-skinned*. Toda essa sequência, que é considerada sinorogênica, contém importantes informações sobre a orogenia, muito antes de haver sido afetada pela deformação orogênica.

Em bacias de rifte, as sequências sedimentares podem ser agrupadas em sequências pré, sin e pós-rifte. Mais localmente, uma falha normal principal (Fig. 21.6) pode estar associada a uma cunha de sedimentos clásticos sintectônicos, que geralmente se torna mais delgada e com granulometria mais fina ao distanciar-se da falha, juntamente com um aumento no mergulho conforme aumenta a profundidade (Figs. 21.7 e 21.8). O aumento no mergulho das camadas ao longo do mergulho é mais pronunciado na Fig. 21.7 devido à geometria fortemente lístrica da falha principal. As falhas lístricas rotacionam as camadas de modo eficiente, à medida que há incrementos de rejeito e aporte de novas camadas sedimentares. O modelo da Fig. 21.7 explica como uma sequência de camadas com mais de 20 km de espessura de conglomerados e arenitos pode acumular-se sem chegar a ser soterrada a mais de 10 km de profundidade, como durante o colapso da orogenese caledônica no sudoeste da Noruega. Esse mecanismo pode, em princípio, permitir a acumulação de uma espessura sedimentar infinita sem que as camadas mais profundas sejam soterradas a uma profundidade maior que o descolamento. Esse exemplo ilustra como a geometria de falhas e a tectônica podem controlar a sedimentação e a estratigrafia.

As zonas de transferência de falhas também influenciam os padrões deposicionais, e os leques deposicionais em zonas de transferência tendem a ser consideravelmente maiores que outros tipos de leques desenvolvidos ao longo de falhas ativas, como ilustrado na Fig. 21.8. Esse tipo de relação

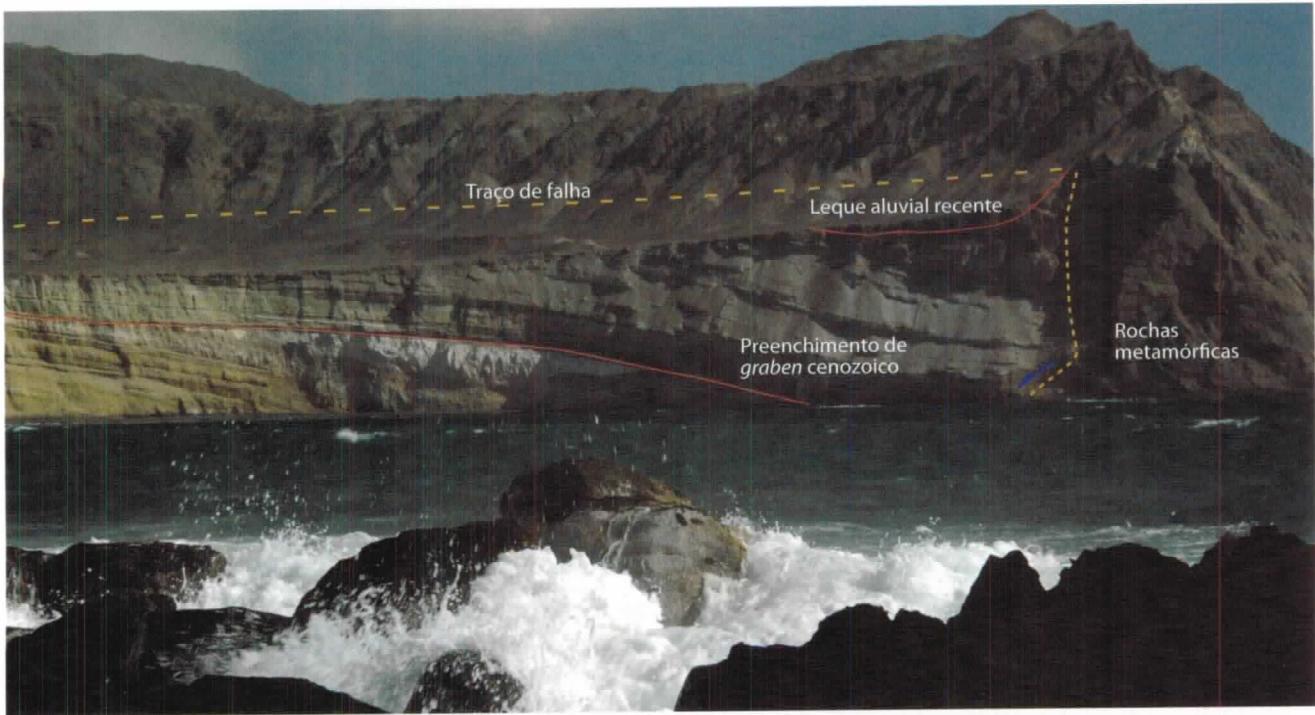


Fig. 21.6 Hemigraben com camadas rotacionadas na capa e apresentando uma discordância interna e adelgaçamento estratigráfico com o distanciamento da falha, que é uma característica da sedimentação sintectônica. Caleta Herradura, Chile. O penhasco tem de 50 m a 70 m de altura



Fig. 21.7 Modelo de falha lística que permite a acumulação de sedimentos com espessura estratigráfica de dezenas de quilômetros. Esse modelo explica relações estratigráficas encontradas em bacias devonianas formadas no colapso extensional do orógeno caledôniano

Fonte: Fossen et al. (2008).

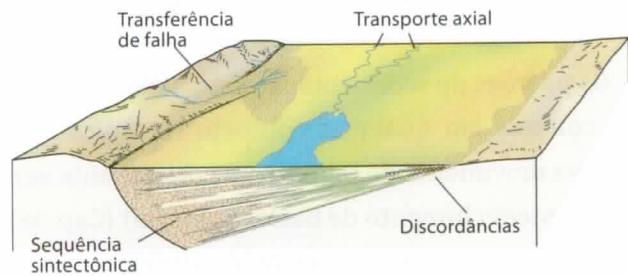


Fig. 21.8 Os sedimentos sintectônicos na capa de uma falha normal formam volumes em forma de cunha, com o material de granulometria mais grossa depositado ao longo das escarpas de falha. As transferências de falhas podem atrair sistemas fluviais com sedimentos grossos, que, em geral, produzem grandes leques nessas zonas

entre tectonismo e padrões deposicionais é interessante para os geólogos de petróleo, pois formam cunhas clásticas de granulação grossa ao longo de sistemas de falhas (armadilhas estratigráficas). A taxa

de rejeito é outro fator importante, pois falhas com altas taxas de rejeito têm maior influência sobre os padrões deposicionais do que aquelas com taxas baixas.

Resumo

Os aspectos mais importantes da Geologia Estrutural são observações cuidadosas, anotações completas e detalhadas, e o tratamento mais objetivo possível dos dados. Quanto mais estudarmos exemplos de rochas deformadas, seja em campo, em dados sísmicos ou em laboratório, melhor compreenderemos a evolução das estruturas em diversas condições crustais. Devemos estar atentos a algumas informações relevantes comentadas neste capítulo:

- As relações de superposição são essenciais na reconstrução da história tectônica de uma região.
- As estruturas podem formar-se de modo contínuo e progressivo em um longo período de tempo, ou em fases discretas, separadas por períodos de quietude tectônica.
- Os minerais metamórficos são úteis porque podem indicar as condições $P-T$ no momento de sua formação e, além disso, alguns deles podem ser datados por métodos radiométricos.
- Rochas metamorfisadas e deformadas de modo polifásico geralmente apresentam registros de mais de um evento tectonometamórfico, devido à deformação localizada e às transformações metamórficas incompletas.
- As estruturas formadas próximo à superfície, especialmente falhas e estruturas de sal, podem influenciar o relevo e, portanto, os padrões de sedimentação.

QUESTÕES DE REVISÃO

- 1] Como a petrologia metamórfica pode auxiliar na interpretação de um conjunto de estruturas sobrepostas formadas por deformação progressiva ou por eventos deformacionais separados?
- 2] Liste outros métodos e critérios que podem ser usados com essa finalidade.
- 3] Como podemos distinguir entre porfiroblastos pré (inter), sin e pós-tectônicos?
- 4] Em que contexto tectônico podemos encontrar trajetórias $P-T$ horárias?
- 5] Faça um diagrama $P-T-t$ com base nas seguintes informações da província eclogítica de Bergen Arcs (para referências, consultar Bingen et al., 2004): (1) fácies granulito, quase 1 GPa e 800°C-850°C há cerca de 930 Ma (idade U-Pb em zircão); (2) fácies eclogito, 1,8 GPa-2,1 GPa e cerca de 700°C há 423 ± 4 Ma (idade U-Pb em borda de sobrecrescimento de zircão); (3) cisalhamento em fácies anfibolito, 0,8 GPa-1,2 GPa e cerca de 690°C há 409 ± 8 Ma (Rb/Sr). Outras idades: diques anteriores ao cisalhamento em fácies anfibolito: entre 422 ± 6 Ma e 428 ± 6 Ma (Rb/Sr) e 418 ± 9 Ma (U-Pb).
- 6] O que caracteriza as sequências pré, sin e pós-tectônicas no contexto de um *hemigraben*?

Leituras complementares

BARKER, A. J. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. 2nd edition. Cheltenham: Stanley Thorne, 1998.

BEST, M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd edition. Oxford: Blackwell, 2003.

GAWTHORPE, R.; LEEDER, M. R. Tectonosedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v. 12, p. 195-218, 2000.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. *Microtectonics*. Berlin: Springer, 2006.

SPRY, A. *Metamorphic Textures*. Oxford: Pergamon Press, 1969.

Apêndice A - Detalhes sobre a matriz de deformação

A matriz de deformação não representa apenas uma definição precisa da deformação, mas também contém preciosas informações sobre a deformação. Com um pouco de conhecimento de álgebra linear, é possível extrair da matriz a elipse (elipsoide) de deformação (strain), sua orientação, rotação e linhas e planos de deformação; no caso de deformação em estado constante, é possível definir parâmetros de fluxo, tais como apófises de fluxo e eixos de estiramento instantâneo. Os métodos e as fórmulas fornecidos aqui podem ser inseridos em planilhas de cálculo ou tratados com planilhas disponibilizadas no site deste livro na internet.

A.1 Matriz de deformação e elipsoide de deformação (strain)

A teoria apresentada neste livro é baseada na decomposição da deformação em componentes de cisalhamento simples (γ) e puro ou coaxial (k), que podem ou não implicar mudança em área ou volume, como definido no Cap. 2.

Em duas dimensões (deformação plana), a matriz de deformação transforma um ponto ou vetor (x, y) para uma nova posição (x', y'):

$$\begin{bmatrix} x' \\ y' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} D_{11} & D_{12} \\ D_{21} & D_{22} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} \quad (\text{A.1})$$

ou

$$x' = \mathbf{D}x \quad (\text{A.2})$$

Em álgebra linear, isso é uma transformação linear e implica deformação homogênea. Para utilizarmos a matriz de deformação, devemos conhecer tanto os princípios da deformação como as operações de vetores. Consulte um livro-texto de álgebra linear elementar para detalhes sobre tais operações; vamos nos ater a métodos e equações usados na obtenção de informações sobre a deformação. Pode ser conveniente conhecermos melhor os conceitos de autovetor ou vetor próprio (eigenvector), e de autovalor ou valor próprio (eigenvalue).

Qualquer vetor \mathbf{x} diferente de zero e um número correspondente λ na equação

$$\mathbf{A}\mathbf{e} = \lambda\mathbf{e} \quad (\text{A.3})$$

são um vetor próprio e um valor próprio, respectivamente. Por razões que não serão tratadas aqui, a matriz \mathbf{A} que queremos analisar quanto a vetores próprios e a valores próprios não é \mathbf{D} , mas o produto da matriz $\mathbf{D}\mathbf{D}^T$:

$$\mathbf{D}\mathbf{D}^T\mathbf{e} = \lambda\mathbf{e} \quad (\text{A.4})$$

Pode-se demonstrar que há apenas dois vetores próprios com valores próprios correspondentes em uma matriz 2×2 , e três em uma matriz 3×3 . O que acontece com um vetor próprio durante a transformação (deformação)? A Eq. A.3 indica que ele apenas se estende ou se encurta (dependendo do valor

próprio λ). Não há a presença de deformação de cisalhamento (ou esforço de cisalhamento, se considerarmos a matriz de esforços), e os vetores próprios representam a orientação dos eixos principais de deformação (ou dos eixos de esforços). Os valores próprios representam o estiramento quadrático; portanto, a raiz quadrada de um valor próprio é o comprimento do eixo principal de deformação.

Os vetores próprios e os valores próprios podem ser facilmente calculados em programas de computador, e matrizes de duas ou três dimensões podem ser facilmente manipuladas em uma planilha. Vamos considerar como exemplo uma deformação plana, com cisalhamento simples com ou sem variação adicional de volume:

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} k_x & \frac{\gamma(k_x - k_y)}{\ln(k_x/k_y)} \\ 0 & k_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_x & \Gamma \\ 0 & k_y \end{bmatrix} \quad (\text{A.5})$$

Primeiramente se forma a matriz simétrica \mathbf{DD}^T :

$$\begin{bmatrix} k_x & \Gamma \\ 0 & k_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} k_x & 0 \\ \Gamma & k_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_x^2 + \Gamma^2 & k_y \Gamma \\ k_y \Gamma & k_y^2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.6})$$

Podemos, então, encontrar os vetores próprios (três, em três dimensões: $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$) e os valores próprios ($\mathbf{e}_1 > \mathbf{e}_2 > \mathbf{e}_3$). Em duas dimensões, se você tiver algum conhecimento de álgebra linear, é relativamente fácil realizar o cálculo manualmente, mas o resultado é simplesmente:

$$\lambda = \frac{\Gamma^2 + k_x^2 + k_y^2 \pm \sqrt{(\Gamma^2 + k_x^2 + k_y^2)^2 - 4k_x^2 k_y^2}}{2} \quad (\text{A.7})$$

$$\mathbf{e} = \begin{bmatrix} -k_y \Gamma \\ \Gamma^2 + k_x^2 - \lambda \\ 1 \end{bmatrix} \quad (\text{A.8})$$

Note que a Eq. A.7 tem duas soluções e , portanto, dois valores próprios. Note também que algumas das equações deduzidas da matriz de deformação colapsam em cisalhamento simples perfeito e em cisalhamento puro.

A.2 Variação em área ou volume

A variação em área ou volume (Δ) relacionada à deformação homogênea pode ser determinada pelo cálculo do determinante da matriz \mathbf{D} , denominada $\det \mathbf{D}$ (ver Boxe 2.1). O determinante é idêntico ao produto dos valores próprios de \mathbf{DD}^T . A variação de volume (variação de área em duas dimensões implica variação de volume se não houver deformação segundo a terceira dimensão) torna-se $\det \mathbf{D} - 1$ multiplicado por 100%. Em nossa matriz de deformação plana (Eq. A.5), obtemos:

$$\det \mathbf{D} = \begin{vmatrix} k_x & \Gamma \\ 0 & k_y \end{vmatrix} = k_x k_y \quad (\text{A.9})$$

Podemos perceber que, nesse caso, não há variação de volume se $k_x = 1/k_y$, pois assim o determinante será igual a 1.

A.3 Orientação do elipsoide de deformação

O ângulo θ' entre o maior eixo principal de deformação e a direção de cisalhamento é:

$$\theta' = \cos^{-1}(e_{11}) \quad (\text{A.10})$$

onde e_{11} é o primeiro componente do vetor próprio mais longo normalizado de \mathbf{DD}^T (o vetor próprio mais longo corresponde ao maior valor próprio, indicado por λ_1). Note que a forma normalizada de um vetor \mathbf{x} é $\mathbf{x}/(\mathbf{x}^T \mathbf{x})^{1/2}$. No exemplo bidimensional da seção A.1, o ângulo pode ser encontrado pela equação:

$$\theta' = \tan^{-1} \left(\frac{\Gamma^2 + k_x^2 - \lambda_1}{-k_y \Gamma} \right) \quad (\text{A.11})$$

A.4 Extensão e rotação de linhas

Podemos analisar a variação na orientação de uma linha qualquer a partir de sua orientação inicial, dada pelo vetor unitário \mathbf{l} (dado pelos cosenos de direção da linha) para a nova direção \mathbf{l}' pela transformação:

$$\mathbf{l}' = \mathbf{D}\mathbf{l} \quad (\text{A.12})$$

O ângulo de rotação da linha (ϕ) pode ser encontrado pela fórmula:

$$\cos \phi = \frac{\mathbf{I}^T \mathbf{I}'}{\sqrt{\mathbf{I}'^T \mathbf{I}'}} \quad (\text{A.13})$$

e a extensão quadrática (λ) da linha é simplesmente:

$$\lambda = \mathbf{I}'^T \mathbf{I}' \quad (\text{A.14})$$

O ângulo β entre o maior eixo principal de deformação (\mathbf{e}_1) e a linha é:

$$\beta = \cos^{-1}(\mathbf{e}_1^T \mathbf{I}') \quad (\text{A.15})$$

onde \mathbf{e}_1 é o vetor próprio normalizado correspondente ao maior valor próprio (λ_1) de \mathbf{DD}^T . O novo vetor \mathbf{I}' tem, em geral, um comprimento diferente da unidade, mas pode ser normalizado para revelar os novos cossenos de direção em relação aos eixos de coordenadas.

A.5 Rotação de planos

Os planos são tratados por meio de seus polos (normais). Se \mathbf{p} for o polo de um plano anterior à deformação, a nova orientação do plano será dada por \mathbf{p}' , onde:

$$\mathbf{p}' = \mathbf{p} \mathbf{D}^{-1} \quad (\text{A.16})$$

A rotação de \mathbf{p} é igual à rotação do plano e pode ser determinada pela equação:

$$\cos \phi = \frac{\mathbf{p}^T \mathbf{p}'}{\sqrt{\mathbf{p}'^T \mathbf{p}'}} \quad (\text{A.17})$$

A.6 ISA

Em termos da matriz de deformação, os eixos de estiramento principal podem ser determinados pela estimativa de vetores próprios de \mathbf{DD}^T para uma quantidade muito pequena (infinitamente) de deformação. Na matriz de deformação da Eq. A.5, o ângulo θ entre a direção de estiramento mais rápido (ISA₁) e a direção de cisalhamento, ou eixo x do sistema de coordenadas, é:

$$\theta = \operatorname{tg}^{-1} \left\{ -\frac{2}{\gamma} \left(\ln k_x - \frac{\ln(k_x + k_y)}{2} \right) \pm \frac{\sqrt{\ln(k_x + k_y)^2 + \gamma^2}}{2} \right\} \quad (\text{A.18})$$

A.7 Apófises de fluxo

As apófises de fluxo de uma (intervalo de) deformação constante podem ser extraídas da matriz de deformação. Sabemos que o cisalhamento puro tem apófises de fluxo paralelas aos eixos de coordenadas (eixos da elipse de deformação), sendo duas quando em um sistema bidimensional e três apófises perpendiculares em um sistema tridimensional. Na matriz de deformação da Eq. A.5, o componente de cisalhamento simples na direção x faz com que uma das apófises de fluxo seja oblíqua. A apófise torna-se:

$$\begin{bmatrix} 1 \\ 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{\gamma}{\ln(k_x/k_y)} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (\text{A.19})$$

As duas apófises correspondem a AP₁ e AP₂ na Fig. 2.19. A terceira apófise (AP₃) é perpendicular ao plano x – y considerado nesse caso. O ângulo agudo α entre as duas apófises de fluxo é:

$$\alpha = \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\ln(k_1/k_2)}{\gamma} \right) \quad (\text{A.20})$$

A relação entre as apófises de fluxo e ISA₁ na deformação plana é dada por:

$$\alpha = 90 - 2\theta \quad (\text{A.21})$$

A.8 Número de vorticidade cinemática (W_k)

Em uma deformação que se acumule de modo estável ao longo do tempo, ou seja, cujas apófises de fluxos e ISA permaneçam constantes, o número de vorticidade cinemática W_k pode ser calculado a partir da matriz de deformação. O exemplo de deformação plana torna-se:

$$W_k = \frac{\gamma}{\sqrt{2(\ln k_x)^2 + 2(\ln k_y)^2 + \gamma^2}} \quad (\text{A.22})$$

ou

$$W_k = \cos \left\{ \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{2 \ln k}{\gamma} \right) \right\} \quad (\text{A.23})$$

Podemos demonstrar também que:

$$W_k = \cos \alpha = \cos (90 - 2\theta) \quad (\text{A.24})$$

sendo que α foi definido na seção anterior.

A.9 Decomposição polar de \mathbf{D}

As deformações não coaxiais envolvem rotação do elipsoide de deformação durante a deformação e, por esse motivo, são também denominadas deformações rotacionais, em oposição às deformações não rotacionais ou coaxiais, como o cisalhamento puro. Se quisermos extrair e quantificar o componente rotacional da deformação representada por uma matriz de deformação \mathbf{D} , podemos decompor (dividir) \mathbf{D} em uma matriz de deformação \mathbf{S} (strain) e uma matriz rotacional \mathbf{R} , de modo que:

$$\mathbf{D} = \mathbf{SR} \quad (\text{A.25})$$

A matriz simétrica \mathbf{S} contém apenas o componente de deformação (strain) pura, descrevendo a forma da elipse/elipsoide de deformação, enquanto \mathbf{R} contém o componente rotacional.

A.9.1 A matriz de rotação \mathbf{R}

A matriz de rotação \mathbf{R} é definida como:

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} \cos \omega & -\operatorname{sen} \omega \\ \operatorname{sen} \omega & \cos \omega \end{bmatrix} \quad (\text{A.26})$$

O ângulo ω pode ser escrito em termos dos componentes de deformação, e para o nosso caso de deformação plana, temos:

$$\operatorname{tg} \omega = \frac{D_{12} - D_{21}}{D_{11} + D_{22}} = \frac{\Gamma}{(k_x + k_y)} \quad (\text{A.27})$$

$$= \frac{\gamma (k_x - k_y)}{\ln (k_x - k_y) (k_x + k_y)}$$

Portanto, a expressão

$$\omega = \operatorname{tg}^{-1} \left(\frac{\Gamma}{k_x + k_y} \right) \quad (\text{A.28})$$

pode ser inserida na matriz de rotação (Eq. A.26).

A.9.2 A matriz de deformação \mathbf{S} (strain)

Ao rearranjarmos a Eq. A.25, obtemos a seguinte expressão para a matriz \mathbf{S} (strain):

$$\begin{aligned} \mathbf{S} = \mathbf{DR}^{-1} &= \begin{bmatrix} D_{11} & D_{12} \\ D_{21} & D_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \omega & \operatorname{sen} \omega \\ -\operatorname{sen} \omega & \cos \omega \end{bmatrix} \quad (\text{A.29}) \\ &= \begin{bmatrix} D_{11} \cos \omega - D_{12} \operatorname{sen} \omega & D_{11} \operatorname{sen} \omega + D_{12} \cos \omega \\ D_{21} \cos \omega - D_{22} \operatorname{sen} \omega & D_{21} \operatorname{sen} \omega + D_{22} \cos \omega \end{bmatrix} \end{aligned}$$

O comprimento dos eixos longo e curto da elipse de deformação finita, e os elementos diagonais da matriz \mathbf{S} são completamente definidos em termos de componentes de deformação. Em nosso exemplo de deformação plana, temos:

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} k_x \cos \omega - \Gamma \operatorname{sen} \omega & k_x \operatorname{sen} \omega + \Gamma \cos \omega \\ -k_y \operatorname{sen} \omega & k_y \cos \omega \end{bmatrix} \quad (\text{A.30})$$

Se desejarmos, podemos dar um passo adiante. \mathbf{S} é sempre simétrica e definida como positiva para transformações geologicamente realistas e, portanto, ortogonalmente diagonalizável. Isso apenas significa que \mathbf{S} pode ser transformada em uma matriz diagonal por meio de uma nova matriz \mathbf{P} , cujas colunas sejam os vetores próprios de \mathbf{S} :

$$\mathbf{S} = \mathbf{PS_dP}^{-1}$$

A diagonal $\mathbf{S_d}$ é agora uma matriz diagonal com as deformações quadráticas principais ao longo da diagonal:

$$\mathbf{S_d} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.31})$$

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} e_{11} & e_{21} \\ e_{12} & e_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{bmatrix} \quad (\text{A.32})$$

A.9.3 Interpretação

Podemos escrever a transformação total como:

$$\mathbf{D} = \mathbf{PS_dP}^{-1}\mathbf{R} \quad (\text{A.33})$$

ou

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} e_{11} & e_{21} \\ e_{12} & e_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 \\ 0 & \lambda_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{21} & e_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \omega & -\sin \omega \\ \sin \omega & \cos \omega \end{bmatrix} \quad (\text{A.34})$$

Podemos interpretar essa decomposição do seguinte modo: inicialmente a matriz \mathbf{R} rotaciona

todo o sistema em um ângulo ω . Isso descreve o componente rotacional da deformação. Em seguida, aquele que irá tornar-se o eixo mais longo da elipse (elipsoide) de deformação é rotacionado segundo \mathbf{P}^{-1} para tornar-se paralelo ao eixo x do sistema de coordenadas, onde ele é deformado por \mathbf{S}_d e, então, rotacionado de volta à posição segundo \mathbf{P} . Ao relacionar isso à Eq. A.33, lembre-se de que a multiplicação da matriz não é comutativa e é feita de trás para a frente, ou seja, a última matriz é aplicada em primeiro lugar.

