The background of the book cover features a photograph of a person climbing a steep, rocky mountain face. The rocks are dark grey and black with prominent white, wavy sedimentary layering. The climber, seen from behind, wears a maroon t-shirt and light-colored shorts, and is gripping a vertical rock face with their hands and feet. The upper portion of the cover has a solid red background.

Haakon Fossen

Geologia estrutural

tradução | Fábio R. D. de Andrade

2^a EDIÇÃO

ATUALIZADA
E AMPLIADA

Lançamento integrado

Este livro tem versão
em *eBook* e
em capítulos.



capítulos

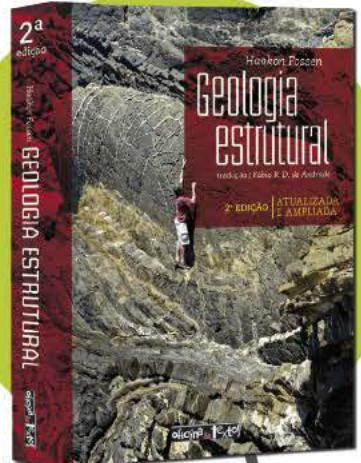
Assista aos
WEBINARS gratuitos
do Fossen e outros
de interesse e
participe dos
cursos EAD



cursos

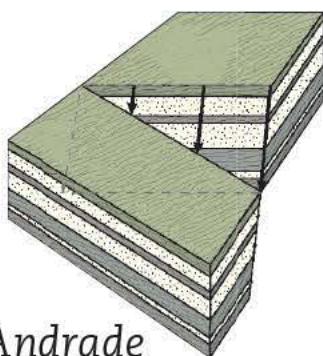


webinars



site de conteúdo www.ofitexto.com.br
loja www.lojaofitexto.com.br

Geologia



Haakon Fossen

estrutural

tradução | Fábio R. D. de Andrade

2^a EDIÇÃO

ATUALIZADA
E AMPLIADA

oficina de Textos

Copyright original © 2016, Haakon Fossen. Publicado originalmente pela Cambridge University Press. Todos os direitos reservados.
© 2012 Oficina de Textos
1^a reimpressão 2013 | 2^a edição 2017

Grafia atualizada conforme o Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa de 1990, em vigor no Brasil desde 2009.

CONSELHO EDITORIAL Arthur Pinto Chaves; Cylon Gonçalves da Silva;
Doris C. C. K. Kowaltowski; José Galizia Tundisi; Luis Enrique Sánchez;
Paulo Helene; Rozely Ferreira dos Santos; Teresa Gallotti Florenzano

CAPA E PROJETO GRÁFICO Malu Vallim

DIAGRAMAÇÃO Alexandre Babadobulos e Douglas da Rocha Yoshida

FOTO DA CAPA Turbiditos dobrados do Carbonífero, próximo a Almograve, sudoeste de Portugal.

Foto: Sigurd Fossen.

FOTO DA 4^a CAPA Gnaiss cisalhado, Barra de Santana, Paraíba.

REVISÃO DE TEXTO Gerson Silva, Hélio Hideki Iraha e Mariane Torres

SUPERVISÃO TÉCNICA Marcos Egydio da Silva

IMPRESSÃO E ACABAMENTO

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Fossen, Haakon

Geologia estrutural / Haakon Fossen ; tradução Fábio R. D. de Andrade. --

2. ed. atual. e ampl. -- São Paulo : Oficina de Textos, 2017.

Título original: Structural geology.

Bibliografia.

ISBN 978-85-7975-283-4

1. Geologia I. Título.

17-10434

CDD-551

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia estrutural 551

Todos os direitos reservados à **Editora Oficina de Textos**

Rua Cubatão, 798

CEP 04003-003 São Paulo SP

tel. (11) 3085 7933

www.ofitexto.com.br

atend@ofitexto.com.br

Sobre o Autor

Haakon Fossen

É professor de Geologia Estrutural na Universidade de Bergen, Noruega, ligado ao Departamento de Ciências da Terra, às Coleções de História Natural e ao Centro de Pesquisa Integrada de Petróleo (Centre for Integrated Petroleum Research, CIPR). Sua experiência profissional inclui atividades em exploração e produção na Statoil, além de mapeamento geológico e exploração mineral na Noruega. Sua pesquisa abrange de rochas cristalinas a rochas sedimentares e sedimentos, em tópicos como dobras, zonas de cisalhamento, formação e colapso da Orogenese Caledônica, modelagem numérica da deformação (transpressão), evolução do rifte do Mar do Norte e estudos de arenitos deformados do oeste dos Estados Unidos. O autor realizou longos trabalhos de campo em várias partes do mundo, principalmente na Noruega, em Utah/Colorado (EUA) e no Sinai (Egito), englobando mapeamento geológico, petrografia, modelagem física e numérica, geocronologia e interpretação sísmica. O Professor Fossen tem participado como editor de vários periódicos geológicos internacionais, publicou mais de 90 artigos científicos, além de dois livros e vários capítulos de livros. O autor leciona Geologia Estrutural em cursos de graduação há mais de dez anos, com ênfase no desenvolvimento de recursos didáticos eletrônicos para auxiliar na visualização e compreensão das estruturas geológicas.



Como usar este livro

Cada capítulo começa com uma introdução, que apresenta o tópico específico no contexto da Geologia Estrutural como um todo. As introduções fornecem um guia para o capítulo e ajudarão você a navegar pelo livro.

O corpo do texto contém termos em destaque e expressões-chave que o leitor deve compreender e buscar familiarizar-se com eles. Muitos desses termos constam do glossário ao final do livro. O glossário permite que você encontre facilmente os termos e pode ser usado para a revisão de tópicos importantes e conceitos-chave. Cada capítulo também traz uma série de afirmações destacadas para encorajar o leitor a fazer uma pausa e rever sua compreensão do conteúdo lido.

A maioria dos capítulos contém um ou mais boxes com informações detalhadas sobre um assunto específico, exemplos úteis ou informações básicas relevantes. Os pontos mais importantes são apresentados no resumo ao final de cada capítulo. As questões de revisão podem ser usadas para testar sua compreensão de um capítulo antes de seguir para o próximo. As respostas a essas questões são fornecidas em inglês no site do livro na internet (<http://folk.uib.no/nglhe/StructuralGeoBook.html>).

As sugestões de leituras complementares trazem indicações de livros e artigos selecionados para os leitores interessados em informações mais detalhadas ou mais avançadas. Além disso, ao final dos capítulos há indicações para módulos de *e-learning*, altamente recomendados após a leitura do capítulo como revisão e preparação para provas. Os módulos fornecem informações que complementam o texto principal.

Recursos na internet

Recursos especialmente preparados para este livro estão disponíveis na sua página na internet (<http://folk.uib.no/nglhe/StructuralGeoBookPortuguese.html>), que abrangem:

- módulos de *e-learning* em Adobe Flash, que combinam animações, textos, ilustrações e fotografias que apresentam aspectos-chave de Geologia Estrutural em ambiente visual interativo;
- todas as figuras dos capítulos em formato digital (jpeg) para uso dos leitores;
- figuras complementares, que ilustram estruturas geológicas e exemplos adicionais de campo;
- respostas às questões de revisão apresentadas no final de cada capítulo;
- exercícios adicionais e soluções;
- um local para disponibilização de imagens, animações, vídeos, exercícios e outros recursos fornecidos pelos leitores.

Nota do Tradutor

Deformation, strain, deformação

No Brasil, tem sido utilizada a palavra *deformação* como tradução tanto de *deformation* como de *strain*, o que foi mantido nesta tradução.

Em português, não há uma tradução simples e direta para a palavra inglesa *strain*, que se refere a mudanças na dimensão ou na forma de objetos – a palavra *deformation* é mais abrangente, referindo-se também à translação e à rotação de objetos.

Como exemplos da tradução de *strain* em português, podemos citar “elipsoide de deformação” (*strain ellipsoid*) e “análise da deformação” (*strain analysis*).

Nas passagens em que se discute o significado específico dos termos, é feita uma distinção, traduzindo-se *deformation* por “deformação” e *strain* por “deformação interna”.

Ao longo do livro, o significado específico pode ser deduzido do contexto e o uso da tradução abrangente “deformação” não compromete a compreensão do texto.

FÁBIO RAMOS DIAS DE ANDRADE

Apresentação à 2^a edição brasileira

O livro *Geologia estrutural*, do geólogo norueguês Haakon Fossen, é hoje uma referência internacional entre pesquisadores e alunos que estudam a deformação da crosta terrestre. Aos estudantes de Geologia, em especial, o livro resume de forma clara e didática os fundamentos da Geologia Estrutural, com ilustrações de excelente qualidade gráfica.

Nesta segunda edição em língua portuguesa, o autor revisa e amplia os temas abordados na primeira edição. Destacam-se a introdução de um capítulo inteiramente novo sobre juntas e veios, um maior detalhamento do tema microestruturas e, além disso, a inclusão de ilustrações de estruturas observadas no território brasileiro. Ao final de cada capítulo encontramos um sumário dos principais tópicos, questões de revisão e fixação do conteúdo e referências selecionadas. Finalmente, e não menos importante para o aprendizado, são oferecidos módulos complementares de estudo on-line onde estão disponíveis ilustrações animadas, modelos interativos e novos exemplos de estruturas relacionadas aos temas de estudo.

A segunda edição do livro está organizada em 22 capítulos, que podem ser subdivididos em três grandes temas: (i) deformação, tensão e reologia dos materiais rochosos (Caps. 1 a 6), (ii) estruturas de deformação rúptil e dúctil em diferentes escalas e contextos (Caps. 7 a 16), e (iii) regimes de deformação (Caps. 17 a 22). Tópicos complementares relacionados ao uso de matrizes no estudo da deformação e à projeção estereográfica foram reunidos no apêndice. Portanto, os temas estão organizados de modo a familiarizar o leitor com os agentes formadores de estruturas, seus diferentes tipos e geometrias e, finalmente, como elas se agrupam em associações estruturais. Contendo uma abordagem moderna e atualizada, a obra é um convite para geólogos e estudantes imergirem na diversidade temática da Geologia Estrutural. É com prazer que recomendo este livro, fruto de mais um projeto bem-sucedido do Prof. Fossen.

CARLOS JOSÉ ARCHANJO
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Prefácio

Esta é a segunda edição do livro *Geologia estrutural*, publicado pela primeira vez em 2012. A primeira edição foi muito bem recebida por estudantes, professores e profissionais do mercado. Recebi vários comentários úteis e encorajadores dos leitores, o que me motivou a preparar esta versão atualizada e ampliada do texto e das ilustrações, preservando a estrutura da versão anterior.

Este livro-texto foi escrito para ser uma introdução à Geologia Estrutural e seus métodos, voltada a estudantes de graduação ou qualquer pessoa com conhecimento básico em Geologia. O livro enfatiza aspectos estruturais da crosta, ainda que os processos e as estruturas descritos sejam relevantes também na deformação em níveis mais profundos em nosso planeta. Além disso, dados de sensoriamento remoto de Marte e de outros planetas indicam que muitos aspectos da Geologia Estrutural não se restringem à Terra.

O campo da Geologia Estrutural é muito amplo, e este livro contém uma seleção de temas relevantes. Essa seleção não foi uma tarefa fácil, uma vez que os professores tendem a preferir seus próprios pontos de vista e abordagens, e a escolher os temas de acordo com os currículos de seus respectivos cursos. Os livros-texto de Geologia Estrutural geralmente enfatizam a deformação dúctil ou plástica que ocorre na crosta inferior e média. Neste livro, foi dado destaque também para o regime friccional da crosta superior e, portanto, alguns capítulos são especialmente relevantes para cursos que abordam a geologia do petróleo e a deformação rúptil.

A busca do equilíbrio na abordagem da deformação rúptil e plástica foi um dos fatores que me motivaram a escrever este livro. Essa visão está relacionada à minha experiência profissional, tanto em geologia do petróleo como em geologia estrutural de rochas duras (metamórficas e ígneas). Outro fator motivante foi minha intenção de escrever um livro no qual pudesse desenhar ou redesenhar todas as ilustrações e que fosse o primeiro livro de Geologia Estrutural totalmente em cores. Além disso, um livro-texto básico de Geologia Estrutural do século XXI deve ser acompanhado por recursos especiais de e-learning, que são parte integrante da concepção desta obra.

Estrutura do livro

A estrutura do livro é, em muitos aspectos, tradicional, fazendo um percurso desde a deformação (Caps. 2 e 3) e os esforços (Caps. 4 e 5), passando pela reologia (Cap. 6) até a deformação rúptil (Caps. 7 a 10). Destes, o Cap. 2 traz uma abordagem que pode ser demasiado detalhada e avançada para alguns estudantes e cursos, mas é possível fazer uma leitura seletiva. Em seguida, após uma curta introdução sobre estruturas e processos em microescala que diferenciam a deformação plástica em cristais da deformação rúptil (Cap. 11), são discutidas estruturas de deformação dúctil, como dobramentos, boudinagem, foliações e zonas de cisalhamento (Caps. 12 a 16). Os três capítulos que se seguem abordam os três regimes tectônicos principais (Caps. 17 a 19), antes de discutirmos a tectônica do sal e os princípios de restauração e balanceamento (Caps. 20 e 21). Um capítulo final, que estabelece vínculos com a petrologia metamórfica e a estratigrafia, completa o livro e mostra que a Geologia Estrutural e a

tectônica dependem, em grande parte, de outras disciplinas. Os capítulos não precisam ser lidos em sua ordem numérica, e a maioria deles pode ser estudada individualmente.

Ênfase e exemplos

O livro procura fazer uma ampla cobertura do campo da Geologia Estrutural, com exemplos de diversas partes do mundo. Entretanto, fotografias e ilustrações de alguns locais geográficos são recorrentes ao longo do livro. Um desses locais é o sistema de rife do Mar do Norte, em especial o campo petrolífero de Gullfaks, que conheço em razão da minha experiência de anos na companhia petrolífera norueguesa Statoil. Outro local recorrente é o Platô do Colorado (em especial em Utah, EUA), que se tornou, nas duas últimas décadas, um dos meus lugares favoritos para trabalhos de campo. Um terceiro local, muito mais úmido e verde, são as Caledonides da Escandinávia, equilibrada pelas rochas mais quentes do cinturão Araçuaí-Ribeira, Brasil. Desse antigo orógeno, selecionei numerosos exemplos de estruturas típicas do regime plástico.

Agradecimentos

Durante a escrita deste livro, me baseei na experiência acumulada como estudante e como profissional em cargos acadêmicos e no mercado. Gostaria de agradecer aos colegas, estudantes, geólogos e professores com quem interagi nas Universidades de Bergen, Oslo, Minnesota e Utah, na Utah State University, na Statoil e no Serviço Geológico da Noruega. Em especial, agradeço aos meus orientadores e amigos Tim Holst, Peter Hudleston e Christian Teyssier pela generosidade em compartilhar seus conhecimentos em minha época de estudante, assim como ao colega Basil Tikoff pelas valiosas discussões e troca de ideias na Pillsbury Hall.

Dentre os muitos coautores, colegas e estudantes, gostaria de expressar meus agradecimentos especiais a Roy Gabrielsen, Jan Inge Faleide, Jonny Hesthammer, Rich Schultz, Roger Soliva, Gregory Ballas, Rob Gawthorpe, Ritske Huismans e Carolina Cavalcante. Agradecimentos especiais também para Wallace Bothner, Rob Butler, Nestor Cardozo, Declan DePaor, Jim Evans, James Kirkpatrick, Stephen Lippard, Christophe Pascal, Atle Rotevatn, Zoe Shipton, Holger Stunitz, Bruce Trudgill, Carolina Cavalcante, Luiz Morales e Fred Vollmer pela revisão crítica de várias partes do texto. Meus agradecimentos pelo apoio e pelas valiosas discussões em trabalhos de campo, que influenciaram este livro a Julio Almeida, Renato Almeida, Nicolas Badertscher, Wallace Bothner, Jean M. Crespi, Rui Dias, Marcos Egydio da Silva, Jim Evans, Jonny Hesthammer, Fernando O. Marques, Roger Soliva, John Walsh e Adolph Yonkee.

Agradeço também aos leitores que enviaram comentários sobre vários trechos da primeira edição. Outros livros foram imprescindíveis desde a minha formação como estudante de geologia estrutural até a preparação deste livro. Gostaria de mencionar em especial os livros de Hobbs, Means e Williams (1976), Twiss e Moores (2007), van der Pluijm e Marshak (2004), e várias edições de *Structural Geology*, de George H. Davis e coautores, além da obra excelente sobre microtectônica de Passchier e Trouw (2005).

Sumário

Capítulo 1 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E ANÁLISE ESTRUTURAL, 27

1.1 – Primeira abordagem da Geologia Estrutural	28
1.2 – Geologia Estrutural e tectônica.....	28
1.3 – Conjunto de dados estruturais.....	31
1.4 – Dados de campo	32
1.5 – Sensoriamento remoto e geodésia	36
1.6 – DEM, GIS e Google Earth.....	37
1.7 – Dados sísmicos	37
1.8 – Dados experimentais.....	41
1.9 – Modelagem numérica	42
1.10 – Outras fontes de dados	43
1.11 – Organização de dados.....	44
1.12 – Análise estrutural	48
1.13 – Observações finais	50
E-módulo.....	51
Leituras complementares	51

Capítulo 2 – DEFORMAÇÃO, 53

2.1 – O que é deformação?	54
2.2 – Componentes de deformação.....	54
2.3 – Sistema de referência	56
2.4 – Deformação: desconectada da história.....	57
2.5 – Deformação homogênea e heterogênea	58
2.6 – Descrição matemática da deformação.....	59
2.7 – Deformação interna (strain) unidimensional	61
2.8 – Deformação interna (strain) em duas dimensões	62
2.9 – Deformação interna (strain) tridimensional.....	63
2.10 – Elipsoide de deformação	64
2.11 – Mais sobre o elipsoide de deformação	65
2.12 – Variação de volume.....	66
2.13 – Deformação interna uniaxial (compactação).....	68
2.14 – Cisalhamento puro e deformações coaxiais.....	69
2.15 – Cisalhamento simples	70
2.16 – Cisalhamento subsimples.....	70
2.17 – Deformação progressiva e parâmetros de fluxo	71

2.18 – Campo de velocidade	73
2.19 – Apófises de fluxo	74
2.20 – Vorticidade e W_k	76
2.21 – Deformação em estado constante	77
2.22 – Deformação incremental	77
2.23 – Compatibilidade de deformação e condições de contorno	78
2.24 – História da deformação a partir de rochas deformadas	79
2.25 – Coaxialidade e cisalhamento simples progressivo	80
2.26 – Cisalhamento puro progressivo	83
2.27 – Cisalhamento subsimples progressivo	83
2.28 – Cisalhamentos simples e puro e suas dependências da escala	85
2.29 – Deformação geral tridimensional	86
2.30 – Esforço versus deformação	86
Resumo	88
E-módulo	89
Leituras complementares	89

Capítulo 3 – Deformação em rochas, 91

3.1 – Por que realizar análises de deformação?	92
3.2 – Deformação em uma dimensão	92
3.3 – Deformação em duas dimensões	92
3.4 – Deformação em três dimensões	100
Resumo	104
E-módulo	105
Leituras complementares	105

Capítulo 4 – Esforço, 107

4.1 – Definições, magnitudes e unidades	108
4.2 – Esforço em uma superfície	108
4.3 – Esforço em um ponto	110
4.4 – Componentes de esforço	111
4.5 – O tensor de esforços (matriz)	112
4.6 – Esforço deviatórico e esforço médio	113
4.7 – Círculo e diagrama de Mohr	114
Resumo	116
E-módulo	116
Leituras complementares	116

Capítulo 5 – Esforços na litosfera, 117

5.1 – Importância das medidas de esforços	118
5.2 – Medições de esforços	118
5.3 – Estados de esforços de referência	122
5.4 – O efeito térmico no esforço horizontal	127
5.5 – Esforço residual	128
5.6 – Esforço tectônico	129

5.7 – Padrão global de esforços.....	131
5.8 – Esforço diferencial, esforço deviatórico e algumas implicações	135
Resumo	137
E-módulo.....	138
Leituras complementares	138

Capítulo 6 – Reologia, 139

6.1 – Reologia e mecânica do contínuo	140
6.2 – Condições idealizadas	140
6.3 – Materiais elásticos	142
6.4 – Plasticidade e fluxo: deformação permanente	146
6.5 – Modelos combinados	151
6.6 – Experimentos	153
6.7 – O papel da temperatura, da água etc.	155
6.8 – Definição de deformação plástica, dúctil e rúptil	156
6.9 – Reologia da litosfera.....	159
Resumo	161
E-módulo.....	162
Leituras complementares	162

Capítulo 7 – Fratura e deformação rúptil, 163

7.1 – Mecanismos de deformação rúptil.....	164
7.2 – Tipos de fraturas	165
7.3 – Critérios de ruptura e fratura.....	170
7.4 – Microdefeitos e ruptura.....	177
7.5 – Terminação e interação de fraturas	181
7.6 – Reativação e deslizamento friccional	183
7.7 – Pressão de fluidos, esforço efetivo e poroelasticidade	184
7.8 – Bandas de deformação e fraturas em rochas porosas	188
Resumo	195
E-módulo.....	196
Leituras complementares	197

Capítulo 8 – Juntas e veios, 201

8.1 – Definição e características.....	202
8.2 – Cinemática e esforços.....	205
8.3 – Como, quando e onde as juntas se formam.....	206
8.4 – Distribuição de juntas	212
8.5 – Crescimento e morfologia das juntas	216
8.6 – Intereração entre juntas e idades relativas	218
8.7 – Juntas, permeabilidade e fluxo de fluidos	220
8.8 – Veios	223
Resumo	228
E-módulo.....	229
Leituras complementares	229

Capítulo 9 – Falhas, 231

9.1 – Terminologia de falhas	232
9.2 – Anatomia de falha.....	239
9.3 – Distribuição de rejeito	243
9.4 – Identificação de falhas em campos de petróleo	244
9.5 – Nascimento e crescimento das falhas	251
9.6 – Crescimento de populações de falhas	262
9.7 – Propriedades selantes e de comunicação das falhas.....	270
Resumo	275
E-módulo.....	276
Leituras complementares	276

Capítulo 10 – Cinemática e paleoesforço sem regime rúptil , 279

10.1 – Critérios cinemáticos.....	280
10.2 – Esforços de falhas.....	282
10.3 – Uma abordagem cinemática para dados de rejeito de falha	287
10.4 – Estruturas contracionais e extensionais.....	288
Resumo	291
E-módulo.....	292
Leituras complementares	292

Capítulo 11 – Deformação em microescala, 293

11.1 – Mecanismos de deformação e microestruturas.....	294
11.2 – Mecanismos de deformação rúpteis versus plásticos.....	294
11.3 – Mecanismos de deformação rúptil.....	295
11.4 – Geminação mecânica	296
11.5 – Defeitos cristalinos	298
11.6 – Da escala atômica às microestruturas	305
Resumo	315
E-módulo.....	316
Leituras complementares	316

Capítulo 12 – Dobras e dobramento, 317

12.1 – Descrição geométrica	318
12.2 – Dobramento: mecanismos e processos	326
12.3 – Padrões de interferência de dobras e dobras redobradas	336
12.4 – Dobras em zonas de cisalhamento.....	339
12.5 – Dobramento em níveis crustais rasos	340
Resumo	342
E-módulo.....	343
Leituras complementares	343

Capítulo 13 – Foliação e clivagem, 345

13.1 – Conceitos básicos	346
13.2 – Terminologia de idades relativas.....	348
13.3 – Desenvolvimento de clivagem	349

13.4 – Clivagem, dobras e deformação	354
13.5 – Foliações em quartzitos, gnaisses e zonas miloníticas	359
Resumo	361
E-módulo.....	362
Leituras complementares	362

Capítulo 14 – Lineações, 365

14.1 – Terminologia básica.....	366
14.2 – Lineações relacionadas à deformação plástica	366
14.3 – Lineações no regime rúptil	371
14.4 – Lineações e cinemática	374
Resumo	377
E-módulo.....	378
Leituras complementares	378

Capítulo 15 – Boudinagem, 381

15.1 – Boudinagem e estruturas de estrição	382
15.2 – Geometria, viscosidade e deformação	382
15.3 – Boudinagem assimétrica e rotação	386
15.4 – Boudinagem de foliação	387
15.5 – Boudinagem e a elipse de deformação	389
15.6 – Boudinagem em larga escala.....	391
Resumo	393
E-módulo.....	394
Leituras complementares	394

Capítulo 16 – Zonas de cisalhamento e milonitos, 397

16.1 – O que é uma zona de cisalhamento?.....	398
16.2 – A zona de cisalhamento plástico ideal	402
16.3 – Adição de cisalhamento puro a uma zona de cisalhamento simples.....	408
16.4 – Zonas de cisalhamento com deformação não plana	410
16.5 – Milonitos e indicadores cinemáticos	412
16.6 – Crescimento de zonas de cisalhamento	421
Resumo	425
E-módulo.....	425
Leituras complementares	425

Capítulo 17 – Regimes contracionais, 427

17.1 – Falhas contracionais	428
17.2 – Falhas de cavalgamento	428
17.3 – Rampas, cavalgamentos e dobras.....	436
17.4 – Cunhas orogênicas.....	443
Resumo	450
E-módulo.....	451
Leituras complementares	451

Capítulo 18 – Regimes extensionais, 453

18.1 – Falhas extensionais	454
18.2 – Sistemas de falhas	455
18.3 – Geometria rampa-patamar-rampa.....	465
18.5 – Colapso de lapa <i>versus</i> de capa	465
18.6 – Rifteamento.....	466
18.7 – Hemigrabens e zonas de acumulação	467
18.8 – Modelos de cisalhamento puro e simples	467
18.9 – Estimativas de estiramento, fractais e lei de potência	469
18.10– Margens passivas e riftes oceânicos	471
18.11– Extensão e colapso orogênico	472
18.12– Extensão pós-orogênica	474
Resumo	475
E-módulo.....	476
Leituras complementares	476

Capítulo 19 – Falhas de rejeito direcional, transpressão e transtração, 479

19.1 – Falhas de rejeito direcional	480
19.2 – Falhas de transferência	480
19.3 – Falhas transcorrentes.....	482
19.4 – Desenvolvimento e anatomia de falhas de rejeito direcional.....	483
19.5 – Transpressão e transtração	489
19.6 – Partição da deformação.....	493
Resumo	495
E-módulo.....	496
Leituras complementares	496

Capítulo 20 – Tectônicas do sal, 499

20.1 – Tectônica do sal e halocinese.....	500
20.2 – Propriedades e reologia do sal	500
20.3 – Diapirismo, geometria e fluxo de sal	502
20.4 – Diápiros em ascensão: processos	512
20.6 – Diapirismo em regime contracional	515
20.7 – Diapirismo em contextos de rejeito direcional	520
20.8 – Colapso de sal por carstificação	520
20.9 – Descolamentos de sal	520
Resumo	523
E-módulo.....	524
Leituras complementares	524

Capítulo 21 – Balanceamento e restauração, 527

21.1 – Conceitos básicos e definições	528
21.2 – Restauração de seções geológicas	529
21.3 – Restauração da vista em mapa	536

21.4 – Restauração baseada em geomecânica	537
21.5 – Restauração em três dimensões	538
21.6 – Backstripping.....	539
Resumo	540
E-módulo.....	541
Leituras complementares	541

Capítulo 22 – Uma breve visão panorâmica, 543

22.1 – Síntese.....	544
22.2 – Fases de deformação.....	544
22.3 – Deformação progressiva	545
22.4 – Texturas metamórficas	546
22.5 – Datações radiométricas e trajetórias $P-T-t$	549
22.6 – Tectônica e sedimentação	550
Resumo	552
Leituras complementares	553

Apêndice A – Detalhes sobre a matriz de deformação, 555

A.1 – Matriz de deformação e elipsoide de deformação (strain)	555
A.2 – Variação em área ou volume	556
A.3 – Orientação do elipsoide de deformação.....	556
A.4 – Extensão e rotação de linhas.....	556
A.5 – Rotação de planos.....	557
A.6 – ISA.....	557
A.7 – Apófises de fluxo	557
A.8 – Número de vorticidade cinemática (W_k).....	557
A.9 – Decomposição polar de \mathbf{D}	557

Apêndice B – Projeções esféricas, 561

B.1 – Projeção estereográfica (equiangular).....	561
B.2 – Projeção de igual área.....	563
B.3 – Representação de planos.....	563
B.4 – Representação de linhas	564
B.5 – Pitch (rake).....	564
B.6 – Ajuste de um plano a linhas.....	564
B.7 – Linha de intersecção	566
B.8 – Ângulo entre planos e linhas	566
B.9 – Atitude a partir de mergulhos aparentes	566
B.10 – Rotação de planos e linhas	566
B.11 – Diagrama de roseta	567
B.12 – Programas gráficos	567
Leitura complementar	567

Glossário, 569

Referências bibliográficas, 591

Legendas das figuras de abertura dos capítulos, 597

Índice remissivo, 599

Geologia Estrutural e análise estrutural

1

A Geologia Estrutural é o estudo de dobras, falhas e outras estruturas deformacionais na litosfera, no que diz respeito à sua ocorrência e modos de formação. As estruturas podem variar de centenas de quilômetros de extensão a detalhes microscópicos, e ocorrem em contextos muito variados, registrando variações instigantes nas condições de esforço e deformação – informações que podemos desvendar se conhecermos seus códigos. A história contida nas estruturas das rochas é bela, fascinante e interessante, e pode ser muito útil à sociedade. A exploração, o mapeamento e o aproveitamento de recursos minerais, como ardósias e xistos (pedras de revestimento), minérios metálicos, água subterrânea, petróleo e gás dependem do trabalho de geólogos estruturalistas, que devem compreender o que observam e apresentar interpretações e previsões bem fundamentadas. Neste primeiro capítulo, vamos estabelecer as bases para os capítulos seguintes por meio da definição e da discussão de conceitos fundamentais e de diferentes conjuntos de dados e métodos em que a Geologia Estrutural e a análise estrutural se baseiam. Dependendo de seu conhecimento prévio de Geologia Estrutural, pode ser útil rever este capítulo depois de percorrer os demais.

1.1 Primeira abordagem da Geologia Estrutural

O que hoje definimos como Geologia Estrutural moderna nasceu de observações de campo. Atualmente temos acesso a dados remotos, como dados sísmicos e imagens de satélite, mas persiste o fato de que as observações desencadeiam questões nas mentes dos estudantes. As respostas podem ser buscadas através de observações detalhadas e sistemáticas, que em geral abrangem observações de campo, descrição de lâminas petrográficas, tratamento gráfico e análise de dados estruturais, além de dados mais sofisticados como datações radiométricas, entre outros. Além disso, podemos desenvolver experimentos físicos em laboratório e modelagens numéricas para explorar e testar nossas hipóteses.

Cada um dos métodos empregados em Geologia Estrutural tem vantagens e limitações. A observação de estruturas, seja em campo ou em imagem de sensoriamento remoto, retrata os resultados finais dos processos de deformação, enquanto a história real da deformação permanece, na maioria dos casos, desconhecida. A evolução das estruturas por deformação progressiva pode ser simulada em experimentos de laboratório, mas quão representativas são observações feitas ao longo de minutos, horas ou semanas, quando comparadas com histórias geológicas naturais que abrangem milhares ou milhões de anos? E com que fidelidade os modelos em escala métrica reproduzem os casos naturais em escala quilométrica? A modelagem numérica da deformação, feita por computadores a partir de princípios físicos e matemáticos, é limitada pelas simplificações usadas para se adequar os processos às linguagens de computação e aos computadores disponíveis. Além disto, parâmetros iniciais como as propriedades dos materiais ou heterogeneidades preexistentes podem ser imprecisos. Não obstante, a combinação de diferentes abordagens permite a obtenção de modelos realísticos de como as estruturas podem se formar e o que elas significam. Os estudos de campo serão sempre importantes, já que qualquer modelagem, seja numérica ou física, deve se basear direta ou indiretamente em observações e descrições precisas. A objetividade em trabalhos de campo é fundamental e representa

mais um desafio. De uma forma ou de outra, eles são a razão principal pela qual muitos geólogos optaram por se dedicar à pesquisa científica!

1.2 Geologia Estrutural e tectônica

O termo estrutura deriva do latim *struere*, que significa construir. Podemos dizer que:

UMA ESTRUTURA GEOLÓGICA É UMA CONFIGURAÇÃO GEOMÉTRICA DE ROCHAS, E A GEOLOGIA ESTRUTURAL LIDA COM A GEOMETRIA, A DISTRIBUIÇÃO E A FORMAÇÃO DESSAS ESTRUTURAS.

É importante notar que a Geologia Estrutural lida somente com estruturas criadas pela deformação de rochas, e não com estruturas primárias, formadas por processos sedimentares ou magmáticos. Entretanto, as estruturas de deformação podem se desenvolver pela modificação de estruturas primárias, como o dobramento de camadas de uma rocha sedimentar.

O outro termo, tectônica, deriva da palavra grega *tekto*, que significa construir ou construtor. A Geologia Estrutural e a tectônica, portanto, lidam com a formação da litosfera terrestre, em termos das estruturas resultantes, e estudam os movimentos que esculpem a forma das porções mais superficiais de nosso planeta. Podemos dizer que a tectônica está mais relacionada com os processos subjacentes de produção das estruturas:

A TECTÔNICA ABORDA PROCESSOS “EXTERNOS” E GERALMENTE REGIONAIS QUE PRODUZEM UM DADO CONJUNTO CARACTERÍSTICO DE ESTRUTURAS.

A palavra “externo”, nesse contexto, indica que os processos são externos ao volume de rocha em questão. Os processos ou causas externos podem ser, por exemplo, movimentos de placas tectônicas, intrusões forçadas de magma, diápiros de lama ou sal em movimento gravitacional, fluxos de geleiras e impactos de meteoritos. Cada uma dessas causas externas pode criar estruturas características que definem um estilo tectônico, e a tectônica relacionada recebe nomes específicos em cada caso. A tectônica de placas é aquela que ocorre em grande escala e envolve o movimento e a

Você também encontrará a notação N 060 E/30 SW, indicando que a direção do plano é 60° E a partir de N. As estruturas planas são representadas graficamente como grandes círculos ou como polos em diagramas de projeção esférica (Apêndice B). As direções de planos são por vezes representadas como médias em diagramas de roseta, particularmente no caso de fraturas (ver Apêndice B).

Um plano pode ser descrito pela sua *direção de mergulho*. O ângulo de mergulho é o mesmo que indicado acima, mas a direção é substituída pelo azimute do mergulho, ou seja, a direção horizontal na qual o plano está mergulhando. Se um plano está mergulhando para 150 (na direção SE), ele é indicado 150/45 ou 45/150. Basicamente, essa notação acrescenta 90° no ângulo de direção, sendo simples a conversão entre ambas, mas também sendo fácil haver confusão quando se analisam dados coletados por outros geólogos. As direções de mergulho são representadas como polos em projeções esféricas, pois, de fato, elas são linhas.

As estruturas lineares são representadas por direção e cimento, sendo a direção correspondente à projeção da estrutura linear no plano horizontal e o cimento ao ângulo entre essa linha horizontal e a lineação propriamente dita. Em alguns casos também se mede o pitch, como explicado no Apêndice B. As estruturas lineares são representadas por polos em projeções esféricas.

A declinação magnética é a diferença entre o norte magnético e o norte geográfico, que pode ser bastante significativa em alguns locais e sempre deve ser considerada. O ajuste pode ser feito manualmente na bússola antes das medições (mas lembre-se de readjustar a bússola quando for trabalhar em outro local) ou posteriormente, em uma planilha de cálculos ou no programa pra gerar as projeções esféricas. Se você usar um aplicativo para smartphone, verifique se a correção é automática ou não.

1.4.4 Projeções esféricas

Os dados de atitude de estruturas são representados em projeções esféricas (igual ângulo ou igual área) e diagramas de roseta. Os aplicativos para smartphone geram os dados diretamente na tela do aparelho, permitindo a avaliação imediata dos dados e, se necessário, coletar mais medidas. Há programas para confecção de projeções em que os dados podem ser inseridos ou importados a partir de aparelhos portáteis. Entretanto, é absolutamente necessário

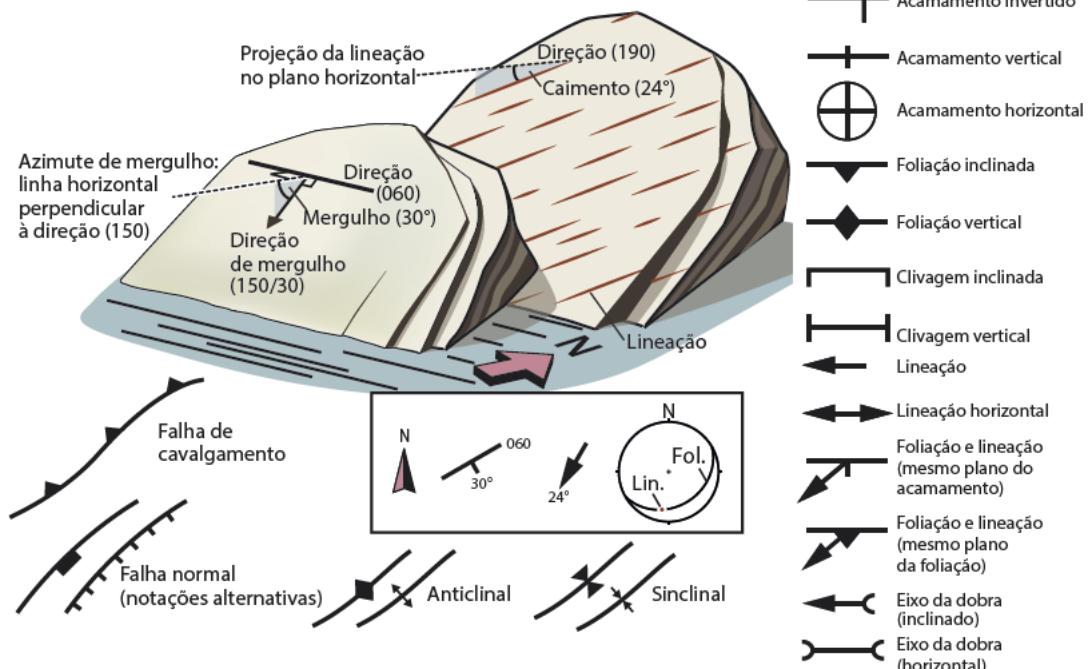


Fig. 1.5. Descrição de foliação e lineação em afloramento, com os símbolos comumente usados em mapas. O boxe indica como a foliação e a lineação da figura podem aparecer em um mapa ou projeções de área igual



Fig. 1.11 Experimento simples realizado com gesso em estrutura simples de madeira, para se estudar a evolução de falhas em sistema pull-apart (transtração). A base do modelo tem um perfil pré-cortado que simula a curvatura de uma falha transcorrente. Experimentos simples como esse são muito valiosos para gerar ideias, mas a pesquisa pura requer experimentos mais sofisticados e materiais mais previsíveis

A deformação experimental de rochas e solos em um aparato experimental, sob a influência de uma pressão (esforço), é feita para avaliar o modo como os materiais reagem a diversos campos de esforços e taxas de deformação. As amostras podem ter dimensões de poucas dezenas de centímetros cúbicos (Fig. 1.12) e ser expostas a compressão ou tração uniaxial (ou seja, com a força aplicada somente em uma direção), com uma pressão confinante controlada por um fluido, correspondente à profundidade crustal de interesse. Os ensaios triaxiais também podem ser executados tanto para a deformação plástica como para a rúptil. Nos ensaios de deformação plástica, há problemas quanto à taxa de deformação, pois a deformação plástica natural se acumula ao longo de milhares ou milhões de anos; portanto, temos de manter a temperatura dos experimentos elevada para produzir estruturas plásticas em taxas de deformação experimental. Voltamos, pois, ao desafio da escala dos experimentos, em termos de temperatura, tempo e taxa de deformação.

1.9 Modelagem numérica

A modelagem numérica de processos geológicos tem se tornado progressivamente mais simples com o desenvolvimento de computadores mais rápidos. Modelos simples podem ser produzidos com planilhas

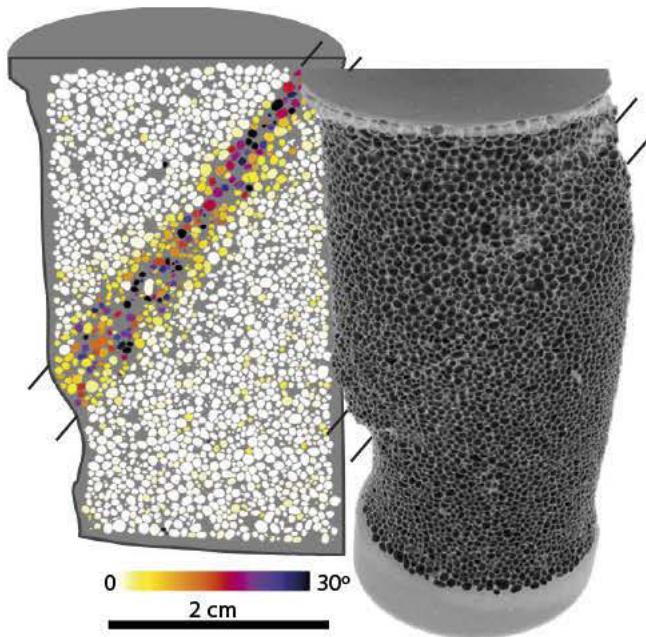


Fig. 1.12 Seção de uma amostra de arenito deformada em aparato de deformação triaxial, comprimido segundo seu eixo vertical e confinado a pressão de 100 kPa. A zona diagonal de grãos coloridos de areia oolítica é uma banda de cisalhamento ou banda de deformação (ver Cap. 7). Para mais informações, consulte Andò et al. (2011)

Fonte: imagem fornecida por Edward Andò, Universidade Joseph Fourier, Grenoble, França.

ajudar a entender qual interpretação é mais provável ou improvável – ou mesmo impossível. Entretanto, eles sempre devem ser feitos conforme as informações obtidas a partir das rochas, seja em campo, em laboratório ou sob o microscópio.

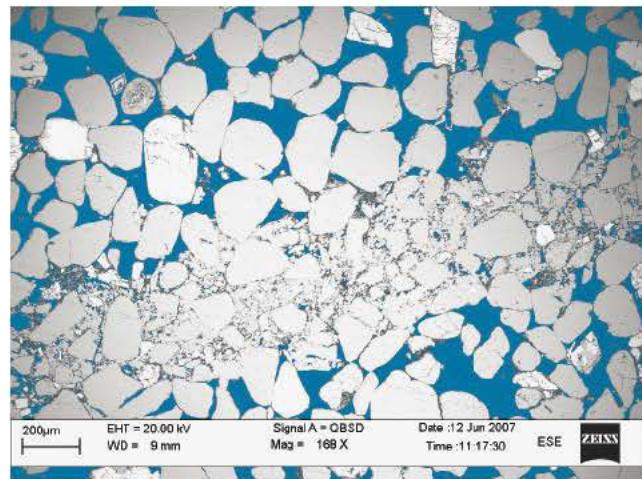


Fig. 1.20 Imagem feita por um microscópio eletrônico de varredura, que mostra uma zona de espessura milimétrica de deformação de grãos (banda de deformação) no Arenito Entrada, próximo ao Parque Estadual Goblin Valley, em Utah, nos EUA

Foto: Anita Torabi.

QUESTÕES DE REVISÃO

- 1] Do que a Geologia Estrutural trata?
- 2] Cite os quatro principais modos pelos quais um geólogo estruturalista pode informar-se sobre a geologia estrutural e a deformação das rochas. Como você os classificaria em ordem de importância?
- 3] Como podemos coletar conjuntos de dados estruturais? Cite importantes tipos de dados usados em análise estrutural.
- 4] Quais são as vantagens e as desvantagens dos conjuntos de dados de sismica de reflexão?
- 5] O que é um modelo em escala?
- 6] O que é análise cinemática?

E-módulo

Os módulos de e-learning denominados *Spherical projection*, *Structural geology* e o Apêndice B são recomendados para este capítulo.

Leituras complementares

Métodos tradicionais de campo

LISLE, R. J. *Geological Structures and Maps: A Practical Guide*. Amsterdam: Elsevier, 2003.

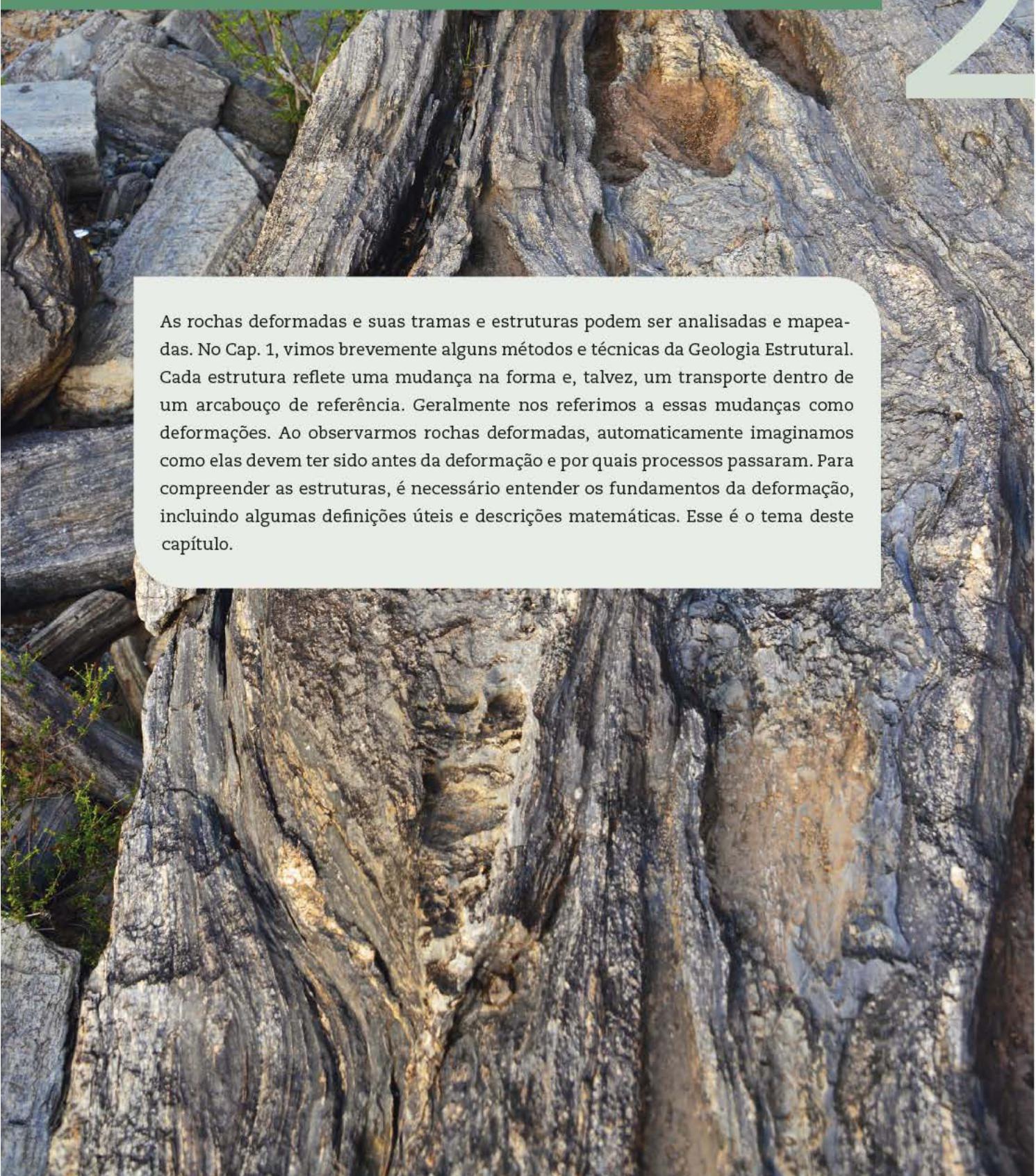
MCCLAY, K. *The Mapping of Geological Structures*. New York: John Wiley and Sons, 1987.

Métodos modernos de campo

JONES, R. R.; MCCAFFREY, K. J. W.; CLEGG, P.; WILSON, R. W.; HOLLIMAN, N. S. Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models. *Computers and Geosciences*, v. 35, p. 4-18, 2009.

Deformação

2



As rochas deformadas e suas tramas e estruturas podem ser analisadas e mapeadas. No Cap. 1, vimos brevemente alguns métodos e técnicas da Geologia Estrutural. Cada estrutura reflete uma mudança na forma e, talvez, um transporte dentro de um arcabouço de referência. Geralmente nos referimos a essas mudanças como deformações. Ao observarmos rochas deformadas, automaticamente imaginamos como elas devem ter sido antes da deformação e por quais processos passaram. Para compreender as estruturas, é necessário entender os fundamentos da deformação, incluindo algumas definições úteis e descrições matemáticas. Esse é o tema deste capítulo.

2.1 O que é deformação?

O termo deformação é usado de diversas maneiras por diferentes pessoas e em circunstâncias variadas, assim como vários outros termos em Geologia Estrutural. Na maioria dos casos, particularmente em campo, o termo diz respeito à deformação (strain) visível em uma rocha deformada. Isso é, também, o que o termo realmente significa: uma mudança na forma. Entretanto, as massas rochosas podem ser transladadas ou rotacionadas como unidades rígidas durante uma deformação, sem qualquer mudança interna na forma. Por exemplo, os blocos de falha podem mover-se durante a deformação sem acumular deformação interna. Muitos geólogos estruturalistas preferem incluir esses deslocamentos rígidos no termo deformação, e nos referimos a eles como deformação de corpo rígido, em oposição à deformação de corpo não rígido (strain ou distortion).

A DEFORMAÇÃO É A TRANSFORMAÇÃO DE UMA GEOMETRIA INICIAL EM UMA GEOMETRIA FINAL POR MEIO DE TRANSLAÇÃO OU ROTAÇÃO DE CORPO RÍGIDO, DEFORMAÇÃO INTERNA (STRAIN, DISTORTION) E/OU MUDANÇA DE VOLUME.

É conveniente pensarmos em uma rocha ou unidade rochosa em termos de um contínuo de partículas. A deformação diz respeito às posições das partículas antes e depois da história da deformação – e as posições dos pontos antes e depois da deformação podem ser conectadas por vetores. Estes são chamados de vetores de deslocamento, e um campo de vetores é conhecido como campo de deslocamento. Os vetores de deslocamento, como mostrados na coluna central da Fig. 2.1, não indicam como as partículas se moveram durante a história da deformação; eles meramente ligam os estados não deformados aos deformados. A verdadeira trajetória que cada partícula faz durante a história da deformação é denominada trajetória de partículas (ver coluna à direita da Fig. 2.1). Quando nos referimos especificamente às mudanças progressivas que ocorrem durante a deformação, termos como história da deformação ou deformação progressiva devem ser usados.

2.2 Componentes de deformação

O campo de deslocamento pode ser decomposto em vários componentes, dependendo do objetivo da

decomposição. No modo clássico, separa-se a deformação de corpo rígido, sob a forma de translação e rotação rígidas, da mudança na forma e no volume. Na Fig. 2.2, o componente de translação é mostrado em (B), o de rotação, em (C), e o restante (strain), em (D). Abordemos essas expressões de modo mais detalhado.

2.2.1 Translação

A translação desloca todas as partículas da rocha na mesma direção e por uma mesma distância, e seu campo de deslocamento é definido por vetores paralelos de igual comprimento. As translações podem ser consideráveis, por exemplo, onde *nappes* de cavalgamento (fatias de rochas deslocadas) foram transportadas por várias dezenas ou centenas de quilômetros. A *nappe* de Jotun (Fig. 2.3) é um exemplo das Caledonides, na Escandinávia. Nesse caso, a maior parte da deformação ocorreu por translação rígida. A orientação exata da *nappe* antes do início da deformação não é conhecida e, portanto, não é possível estimar sua rotação rígida (ver adiante), mas as observações de campo revelam que a deformação por mudança na forma (strain) é limitada principalmente às suas porções inferiores. A deformação total, portanto, consiste de um enorme componente de translação, de um desconhecido mas, possivelmente, pequeno componente de rotação rígida e de um componente de deformação interna (strain) na base da *nappe*.

Em uma escala menor, os componentes das rochas (grãos minerais, camadas, blocos de falha) podem ser transladados ao longo de planos de rejeito ou falhas planas sem qualquer mudança interna da forma. O clássico modelo de falha em dominó, por exemplo, possui apenas translação e rotação rígida, conforme discutiremos no Cap. 18.

2.2.2 Rotação

O termo rotação é usado em referência à rotação rígida do volume inteiro de rocha deformada. Não deve ser confundida com a rotação dos eixos (imaginários) da elipse de deformação durante uma deformação progressiva, como veremos na seção 2.25. A rotação rígida envolve uma rotação física uniforme de um volume de rocha (como uma zona de cisalhamento) em relação a um sistema externo de coordenadas.

UMA DADA DEFORMAÇÃO (STRAIN) PODE TER SE ACUMULADO DE UM NÚMERO INFINTO DE MODOS.

Imagine um estudante (ou um professor) cansado que adormece em um bote, durante uma pescaria no mar ou em um lago. Ele sabe onde estava quando adormeceu, assim como percebe sua nova localização ao despertar, mas a trajetória exata feita pelo barco sob a influência de correntes e ventos é desconhecida. O estudante conhece apenas as posições do barco referentes a antes e depois do cochilo, e pode estimar a sua deformação interna (mudança de forma), que, espera-se, seja nula. Podemos, portanto, mapear a deformação, mas não uma história da deformação.

Consideremos o fluxo de partículas: a caminhada de estudantes de uma sala para outra pode ter uma quantidade infinita de trajetórias diferentes (as diferentes trajetórias podem tomar mais ou menos tempo, mas a deformação em si não considera o tempo). Tudo que o professor sabe é que os estudantes se moveram de uma sala para outra. Ele não conhece suas histórias (embora possa formular algumas hipóteses com base em xícaras de café etc.). De modo semelhante, as partículas de rocha podem mover-se ao longo de uma grande variedade de trajetórias do estado não deformado para o deformado. Uma diferença entre as partículas de rocha e os estudantes é que, evidentemente, estes são livres para se mover individualmente, enquanto as partículas de rocha – como, por exemplo, os grãos minerais – estão “coladas” umas às outras em um sólido contínuo, e não podem se mover livremente.

2.5 Deformação homogênea e heterogênea

Quando a deformação aplicada a um volume de rocha é idêntica em todo o volume, a deformação é homogênea. A rotação rígida e a translação são, por definição, homogêneas; portanto, somente a deformação interna (strain) e as variações de volume ou área podem ser heterogêneas. Assim, deformação homogênea (*homogeneous deformation*) e deformação interna homogênea (*homogeneous strain*) são expressões equivalentes.

Na deformação homogênea, linhas originalmente retas e paralelas continuam como tais após a defor-

mação (Fig. 2.4). Além disso, a deformação interna e a mudança de volume/área são constantes em todo o volume de rocha considerado – o que, se não ocorrer, caracterizará a deformação heterogênea. Isso significa que dois objetos com forma e orientação iniciais idênticas permanecerão assim após a deformação. Note, entretanto, que a forma e a orientação iniciais, em geral, diferem da forma e da orientação finais. Se dois objetos tiverem forma idêntica, mas diferentes orientações antes da deformação, então terão, geralmente, diferentes formas depois dela, mesmo que ela seja homogênea. Um exemplo são os braquiópodes deformados da Fig. 2.4. A diferença reflete a deformação interna (strain) imposta à rocha.

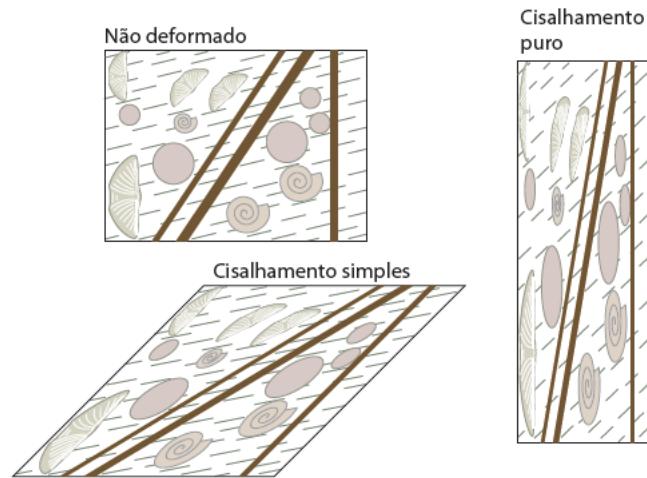


Fig. 2.4 Deformação homogênea de uma rocha com braquiópodes, manchas de redução, amonites e diques. Duas deformações diferentes são consideradas (cisalhamento puro e cisalhamento simples). Note que os braquiópodes com orientações distintas antes da deformação adquiriram formas diferentes

DEFORMAÇÃO HOMOGÊNEA: LINHAS RETAS PERMANECEM RETAS, LINHAS PARALELAS PERMANECEM PARALELAS E OBJETOS COM FORMAS E ORIENTAÇÕES IDÊNTICAS PERMANECEM COM FORMAS E ORIENTAÇÕES IDÊNTICAS APÓS A DEFORMAÇÃO.

Um círculo será convertido em uma elipse durante uma deformação homogênea, onde a elipticidade (razão entre os eixos longo e curto da elipse) dependerá do tipo e da intensidade da deformação. Matematicamente, isso equivale a dizer que uma

Outra característica da deformação não coaxial está relacionada à orientação do elipsoide de deformação e à quantidade de deformação:

EM DEFORMAÇÃO NÃO COAXIAL, A ORIENTAÇÃO DOS EIXOS PRINCIPAIS DE DEFORMAÇÃO É DIFERENTE EM DIFERENTES QUANTIDADES DE DEFORMAÇÃO, ENQUANTO NA DEFORMAÇÃO COAXIAL OS EIXOS SEMPRE APONTAM NAS MESMAS DIREÇÕES (MESMA ORIENTAÇÃO, DIFERENTES COMPRIMENTOS).

Assim como em qualquer tipo de deformação interna (strain) plana, o elipsoide de deformação do cisalhamento simples tem duas seções circulares (Fig. 2.13B). Uma delas é paralela ao plano de cisalhamento, independentemente da quantidade de deformação. O plano de cisalhamento é o plano no qual o cisalhamento ocorre (Fig. 2.17). Ele é semelhante ao plano de rejeito em falhas e, no cisalhamento simples, é um plano sem deformação interna (strain).

A coaxialidade e a rotação interna podem ser discutidas mais facilmente em termos de deformação progressiva (ver adiante). Por ora, veremos a matriz de deformação de cisalhamento simples:

$$\begin{bmatrix} 1 & \gamma \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

O fator γ é a deformação por cisalhamento e $\gamma = \operatorname{tg}\psi$, onde ψ é o ângulo de rotação de uma linha perpendicular ao plano de cisalhamento no estado não deformado (Fig. 2.8). Linhas e planos que se situam no plano de cisalhamento (ou paralelos a ele) não mudam de orientação ou comprimento durante o cisalhamento simples. Linhas e planos com qualquer outra orientação variam. É importante notar que as matrizes de deformação que descrevem a deformação coaxial são simétricas, enquanto as que descrevem deformações não coaxiais são assimétricas.

2.16 Cisalhamento subsimples

Entre o cisalhamento puro e o cisalhamento simples, há uma gama de deformações planas, geralmente denominadas cisalhamento subsimples (ou, ainda, cisalhamento genérico, embora essa deformação seja um subconjunto da deformação plana e, portanto, não muito genérica). O cisalhamento subsimples pode

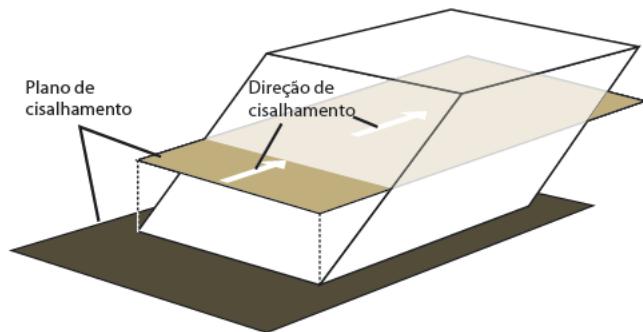


Fig. 2.17 Ilustração do significado dos termos *plano de cisalhamento* e *direção de cisalhamento* em um cubo deformado. Esses termos referem-se ao cisalhamento simples ou ao componente de cisalhamento simples de um tipo mais geral de deformação, como o cisalhamento subsimples

ser considerado uma mistura de cisalhamento puro e cisalhamento simples, sendo que a rotação interna envolvida é menor que no cisalhamento simples. Matematicamente, temos que combinar as matrizes de deformação do cisalhamento puro e do cisalhamento simples, o que não é tão trivial quanto possa parecer. A matriz pode ser escrita como:

$$\begin{bmatrix} k_x & \Gamma \\ 0 & k_x \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

onde $\Gamma = \gamma [(k_x - k_y)] / [\ln(k_x - k_y)]$. Se não houver variação em área, além dos componentes de cisalhamento puro e simples, então $k_y = 1/k_x$ e $\Gamma\gamma(k_x - 1/k_x) / 2\ln(k_x)$. Um exemplo de cisalhamento subsimples e seu campo de deslocamentos e trajetórias de partículas é apresentado na Fig. 2.1.

2.17 Deformação progressiva e parâmetros de fluxo

O cisalhamento simples, o cisalhamento puro, a variação de volume e qualquer outro tipo de deformação apenas relacionam os estados deformado e não deformado. A história que se passa entre os dois estados é outro problema, abordado em estudos de fluxo e de deformação progressiva de rochas.

É conveniente considerarmos as partículas individuais da rocha ou sedimento quando discutimos sua deformação progressiva. Se observarmos uma única partícula durante a história da deformação, teremos a imagem da trajetória de uma partícula individual.

Deformação em rochas

3



A deformação (*strain*) nas rochas pode ser analisada por meio de uma ampla gama de métodos. Muita ênfase foi dada às análises da deformação uni, bi e tridimensional em rochas deformadas de modo dúctil, particularmente na segunda metade do século XX, quando grande parte da comunidade ligada à Geologia Estrutural passou a dedicar-se à deformação dúctil. Os dados de deformação foram coletados ou calculados para uma melhor compreensão dos empurões em cinturões orogênicos e dos mecanismos relacionados aos dobramentos. O foco da Geologia Estrutural mudou desde então, e o campo de estudos foi ampliado nas duas últimas décadas. Hoje, a análise de deformação é aplicada com a mesma ênfase em áreas falhadas, bacias de rifte e cinturões orogênicos. No Cap. 21 retornaremos à deformação em regime rúptil. Neste, abordaremos como a deformação é medida e quantificada em regime dúctil.



3.1 Por que realizar análises de deformação?

A busca por informações sobre a deformação (strain) a partir de rochas deformadas pode ser uma atividade relevante. Em primeiro lugar, a análise da deformação permite explorar o estado de deformação de uma rocha e mapear suas variações em uma amostra, um afloramento ou uma região. Os dados de deformação são importantes no mapeamento e na interpretação de zonas de cisalhamento em cinturões orogênicos. As medidas de deformação também podem ser usadas para estimar a magnitude do rejeito em uma zona de cisalhamento. Como será discutido no Cap. 16, podemos obter importantes informações sobre as zonas de cisalhamento a partir do conhecimento da deformação.

É importante, em muitos casos, saber se a deformação é plana ou tridimensional. Caso seja plana, um critério importante para o balanceamento de seções geológicas estará atendido, seja em zonas orogênicas ou em bacias extensionais. A forma do elipsoide de deformação pode conter informações sobre o modo como a deformação se deu. Uma deformação oblata (em forma de panqueca) em um ambiente orogênico pode indicar, em vez de um cavalcamento clássico, uma deformação por achatamento relacionada a um colapso induzido por gravidade. O achatamento também é característica de um tipo de deformação conhecida como transpressão (Cap. 19), então fique atento, pois uma dada deformação pode se desenvolver em mais de uma situação.

A orientação do elipsoide de deformação é particularmente relevante em relação às estruturas das rochas. Em um contexto de zonas de cisalhamento, ela pode indicar se a deformação ocorreu por cisalhamento simples ou não (Cap. 16). A deformação em camadas dobradas facilita o entendimento dos próprios mecanismos de dobramento (Cap. 12). A análise de manchas de redução deformadas em ardósias fornece boas estimativas sobre o grau de encurtamento ao longo da foliação em tais rochas (Cap. 13). Os marcadores de deformação em rochas sedimentares podem, em alguns casos, permitir a reconstituição da espessura sedimentar original. A deformação irá nos acompanhar pela maior parte deste livro.

3.2 Deformação em uma dimensão

A análise de deformação unidimensional lida com variações no comprimento e é, portanto, a forma mais simples de análise de deformação. Se pudermos reconstituir o comprimento original de um objeto ou estrutura linear, poderemos calcular a quantidade de estiramento ou encurtamento naquela direção. Os objetos que revelam o estado de deformação de uma rocha são chamados de marcadores de deformação. Alguns exemplos de marcadores de deformação que indicam variações no comprimento são as camadas ou os diques boudinados e os minerais ou fósseis lineares, como as belemnites e os graptólitos alongados (Fig. 3.1). Outros exemplos são uma camada encurtada por dobramento ou um horizonte de referência faltado em um perfil geológico ou sísmico, como discutiremos no Cap. 21. Um horizonte pode ser estirado por falhas normais (Fig. 2.7) ou encurtado por falhas inversas, e sua deformação global é chamada de deformação rúptil. A deformação unidimensional é definida quando restauramos os marcadores de deformação (como horizontes, fósseis, minerais ou diques) ao seu estado pré-deformacional.



Fig 3.1 Duas belemnites estiradas localizadas em calcários jurássicos dos Alpes suíços. As diferentes formas nas quais as duas belemnites foram estiradas fornece informações sobre o campo de deformação em duas dimensões: a belemnite superior foi submetida a deformação por cisalhamento sinistral, enquanto a inferior não foi submetida a esse campo, e esta próxima a direção de estiramento máximo

3.3 Deformação em duas dimensões

Na análise de deformação bidimensional, buscam-se seções com objetos de forma inicial conhecida ou que

3.3.1 Variações angulares

A deformação (strain) pode ser encontrada se o ângulo original entre os conjuntos de linhas for conhecido. As relações angulares originais entre estruturas como diques, foliações e estratificações são, em alguns casos, encontradas em ambos os estados, não deformado e deformado, ou seja, fora e dentro de uma zona de deformação. Desse modo, podemos ver como a deformação afetou as relações angulares e, a partir daí, calculá-la. Em outros casos, linhas de simetria ortogonais em fósseis não deformados, como trilobites, braquiópodes e tubos de vermes (ângulo com o acamamento), podem ser usadas para determinar o cisalhamento angular em rochas sedimentares defor-

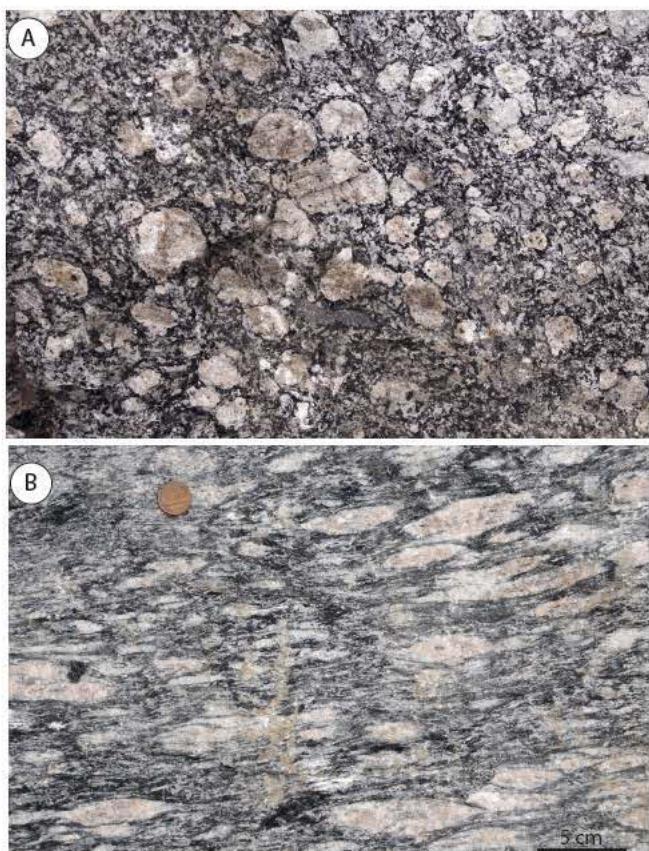


Fig. 3.2 Duas seções em um augen-gnaisse granítico. Em (A) os porfiroblastos de feldspato potássico são aproximadamente equidimensionais, sem orientação preferencial, em uma matriz não foliada, enquanto que em (B) os cristais de feldspato estão alongados na matriz. Ambas as seções são da mesma rocha deformada, mas (A) sofreu apenas redução de volume, sem mudança na forma. Western Gneiss Region, Caledonides, Noruega.

madas (Fig. 3.3). Em geral, é necessário saber apenas a variação do ângulo entre os conjuntos de linhas e averiguar se não houve partição da deformação em decorrência das propriedades mecânicas contrastantes dos objetos em relação à rocha que os contém.

Se o ângulo no estado não deformado era de 90°, a variação angular corresponderá ao cisalhamento angular local ψ (seção 2.8). Se, como vimos no Cap. 2, as duas linhas originalmente ortogonais permanecerem assim após a deformação, elas representarão os eixos principais de deformação e, portanto, a orientação do elipsoide de deformação. A observação de conjuntos de linhas com orientações variadas fornece informações sobre a elipse ou elipsoide de deformação, faltando

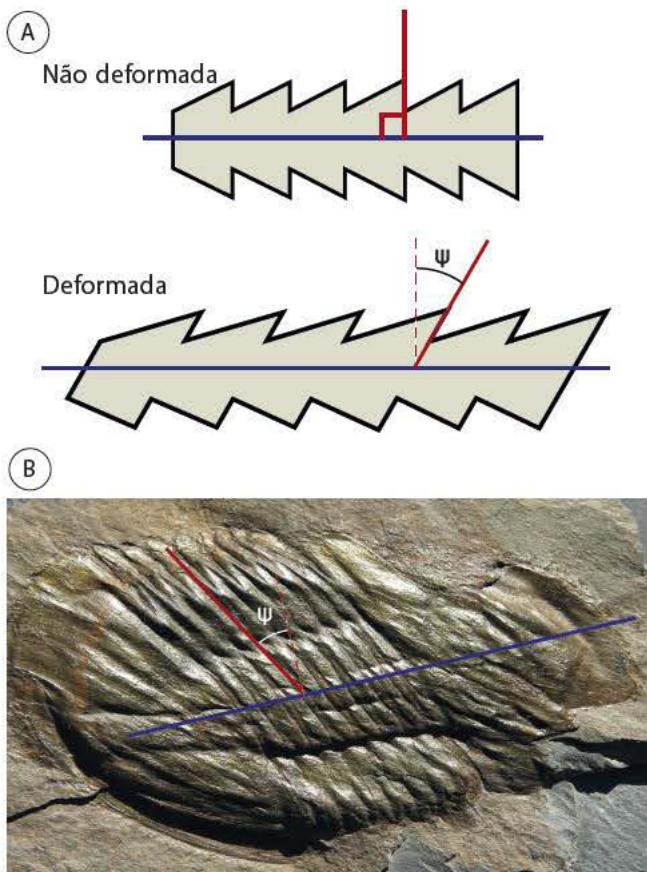


Fig. 3.3 Variações angulares (deformação de cisalhamento angular, ψ) determinadas a partir de (A) graptólitos e (B) trilobitas deformados (ver Fig. 2.9). A deformação de cisalhamento angular pode ser determinada sabendo-se a simetria inicial de amostras de uma dada espécie. Para mais informações sobre graptólitos deformados, ver Goldstein (1998).

Fonte: imagem de trilobita por Marli Miller (*Asaphellus murchisoni*, País de Gales).

Boxe 3.3 Deformação em torno de uma dobra

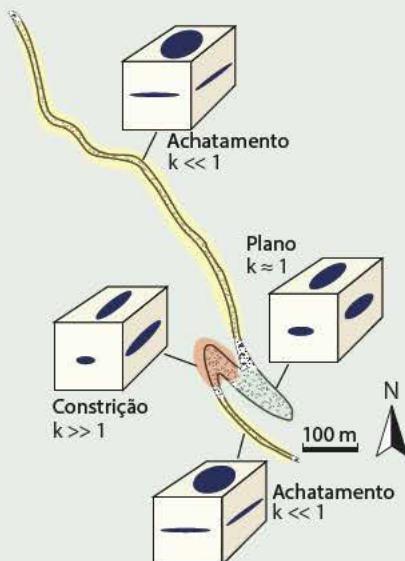
Os conglomerados deformados são uma importante fonte de dados sobre deformação, pois são relativamente comuns e contêm grande número de clastos. Apresentaremos um exemplo em que a deformação foi estimada em vários pontos em torno de uma camada dobrada de conglomerado, deformada sob condições de fácie xisto verde. Verificou-se que os flancos longos foram totalmente dominados por deformação por achatamento (geometria de deformação oblata), ao passo que na charneira e no flanco curto houve uma mudança em direção à deformação contracional. A obtenção dessas informações teria sido difícil sem marcadores mesoscópicos de deformação, pois a rocha foi recristalizada e os limites originais dos grãos de areia foram obliterados.



Conglomerado em estado de deformação por constrição

A distribuição da deformação poderia ser explicada por meio de um modelo no qual uma camada conglomerática achatada é rotacionada para o campo de encurtamento durante o cisalhamento. Um cisalhamento desstral rotaciona a foliação e os clastos oblatos para o campo do encurtamento, fazendo com que o eixo Y seja encurtado. Isso faz com que o elipsoide de deformação atravesse a diagonal de deformação plana do diagrama de Flinn e atinja o campo contracional ($k > 1$). Neste ponto, estamos no flanco invertido ou na charneira da dobra inferior. O processo continua, e a elipse de deformação é novamente achatada. Esse modelo explica dados de deformação por meio de uma história específica de deformação, que vai do achatamento para a constrição e, em seguida, novamente para o achatamento.

A distribuição da deformação poderia ser explicada por meio de um modelo no qual uma camada conglomerática achatada é rotacionada para o campo de encurtamento durante o cisalhamento. Um cisalhamento desstral rotaciona a foliação e os clastos oblatos para o campo do encurtamento, fazendo com que o eixo Y seja encurtado. Isso faz com que o elipsoide de deformação atravesse a diagonal de deformação plana do diagrama de Flinn e atinja o campo contracional ($k > 1$). Neste ponto, estamos no flanco invertido ou na charneira da dobra inferior. O processo continua, e a elipse de deformação é novamente achatada. Esse modelo explica dados de deformação por meio de uma história específica de deformação, que vai do achatamento para a constrição e, em seguida, novamente para o achatamento.



Mapa da camada de conglomerado. Note que o flanco curto da dobra é espessado

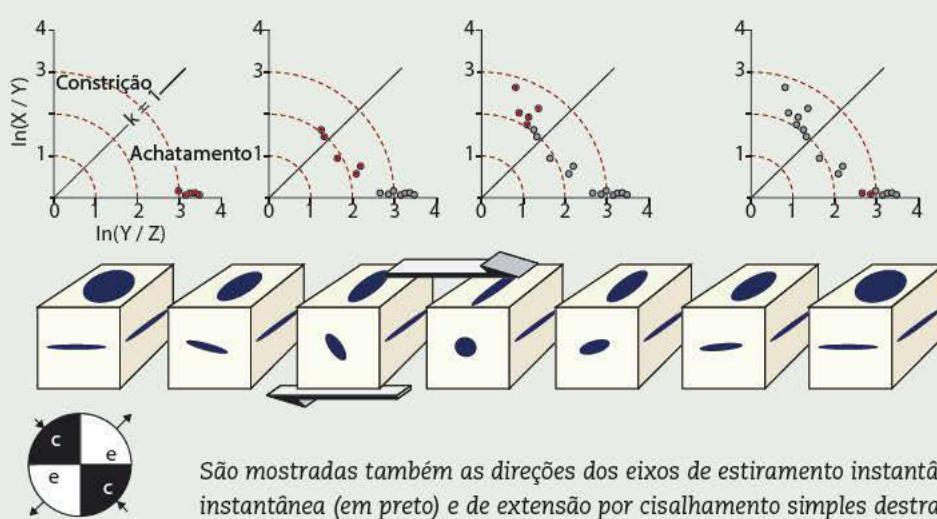


Ilustração da história da deformação sob a forma de blocos-diagrama, que mostram seções através do elipsoide de deformação, e de dados de deformação em diagramas de Flinn. Os diagramas correspondem de modo aproximado aos blocos abaixo.

Esforço

4



No Cap. 3, abordamos o modo como a deformação pode ser observada e medida em rochas deformadas. O conceito de esforço (stress) está diretamente relacionado à deformação, mas é mais abstrato porque não pode ser visto diretamente. É necessário observarmos as feições de deformação (preferencialmente, deformação de pequena intensidade) para podermos fazer interpretações sobre o esforço. Ou seja, as estruturas visíveis de deformação podem nos fornecer algumas informações sobre o campo de esforços ao qual a rocha foi submetida. Entretanto, essa relação não é direta, e nem mesmo a mais detalhada reconstituição do campo de esforços permite prever quais serão as estruturas deformadas resultantes, a menos que tenhamos informações adicionais sobre as propriedades físicas e mecânicas das rochas, a temperatura, a pressão e as demais condições físicas de contorno. Neste capítulo, são apresentados os conceitos mais básicos sobre esforços. Nos dois seguintes, abordaremos os esforços na litosfera e as relações entre esforço, deformação e propriedades físicas.



4.1 Definições, magnitudes e unidades

Os termos *pressão* e *esforço* frequentemente são usados como sinônimos, mas em Geologia Estrutural é necessário usá-los de modo mais cuidadoso. Em Geologia, o termo *pressão* (p) é geralmente aplicado apenas a meios com muito baixa ou nenhuma resistência ao cisalhamento (fluidos), ao passo que o termo *esforço* (σ) é usado para meios com alta resistência ao cisalhamento (rochas). Para verificar se um material oferece ou não resistência ao cisalhamento, coloque uma amostra entre as suas mãos e faça um movimento de compressão. A resistência que você irá sentir reflete a resistência ao cisalhamento. A água não apresenta resistência ao cisalhamento (faça o teste em uma piscina), ao contrário da argila e da areia.

Ambos os termos, *pressão* e *esforço*, aplicam-se, por exemplo, a um arenito poroso soterrado: ele tem uma certa pressão de poros e está submetido a um certo estado de esforços. Ambos se relacionam com as forças externas que afetam o volume da rocha.

Podemos dividir as forças em dois tipos. Um deles afeta o volume da rocha como um todo, tanto externamente como internamente, e é chamado de força de corpo. As forças de corpo definem campos tridimensionais. Em Geologia Estrutural, o tipo mais importante dessa força é a gravidade. Outro exemplo são as forças magnéticas.

O outro tipo de força age apenas na superfície e é conhecido como força de superfície. Esta origina-se quando um corpo empurra ou puxa outro que lhe é adjacente. A força que age na área de contato entre os dois é uma força de superfície, e possui grande importância para a deformação de rochas. De modo análogo, podemos nos referir ao esforço em uma superfície e ao estado de esforço em um ponto.

O ESFORÇO EM UMA SUPERFÍCIE É UM VETOR (TENSOR DE PRIMEIRA ORDEM), AO PASSO QUE O ESTADO DE ESFORÇO EM UM PONTO É UM TENSOR DE SEGUNDA ORDEM.

Engenheiros e geólogos que atuam no campo da Mecânica das Rochas podem referir-se ao esforço em uma superfície como tração e reservar o termo esforço para aludir ao estado de esforço em um dado ponto de

um corpo. Portanto, os geólogos devem estar atentos aos dois usos e, assim, evitar confusões entre os diferentes significados do termo.

4.2 Esforço em uma superfície

O esforço em uma superfície – como, por exemplo, uma fratura ou o contato entre grãos – é um vetor (σ) que pode ser definido como a razão entre a força (F) e a área (A) na qual essa força age. O esforço que age em um ponto na superfície pode ser expresso por:

$$\bar{\sigma} = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} (\Delta F / \Delta A) \quad (4.1)$$

Essa formulação indica que o valor do esforço pode variar de um local para outro em uma mesma superfície. A unidade de força (F) no sistema internacional (SI) é o newton (N) = m kg/s²: 1N é a força criada por uma massa de 102g na superfície da Terra. Alguns geólogos preferem utilizar a unidade dina (g cm/s²), ou dine, que corresponde a 10⁻⁵N. O esforço diferencial (ou pressão) é dado em megapascais (MPa), onde:

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2 = 1 \text{ kg/(m s}^2)$$

$$1 \text{ MPa} = 10 \text{ bar} = 10.197 \text{ kg/cm}^2 = 145 \text{ lb/pol}^2$$

$$100 \text{ MPa} = 1 \text{ kbar}$$

Na literatura geológica, o esforço compressivo é normalmente considerado positivo, ao passo que o esforço extensivo é considerado negativo (ver Boxe 4.1). Na ciência dos materiais, essa convenção é inversa, e a extensão possui sinal positivo. Isso está relacionado ao fato de a resistência tensional de um material ser menor que sua resistência compressional. A resistência tensional é importante na avaliação de construções como pontes e edifícios. A crosta, por outro lado, é dominada pela compressão. Lembre-se da diferença entre esforço e deformação: tanto a extensão como a contração podem resultar de um campo de esforços onde todos os eixos de esforço são compressivos.

EM PRATICAMENTE TODA A LITOSFERA OS ESFORÇOS SÃO COMPRESSIONAIS, MESMO EM RIFTES OU OUTRAS ÁREAS SUBMETIDAS A EXTENSÃO.

Boxe 4.2 Vetores, matrizes e tensores

Uma grandeza escalar é um número real que pode indicar temperatura, massa, densidade, velocidade ou qualquer outra grandeza física que não dependa da direção. Um vetor tem magnitude (comprimento) e direção, tais como, por exemplo, a força, a tração (vetor de esforço) ou a velocidade. Uma matriz é um arranjo bidimensional de números (3×3 ou 2×2 na maioria das aplicações geológicas, o que significa que elas utilizam nove ou quatro componentes). Matrizes podem representar o estado de esforços ou de deformação em um meio.

O termo tensor é, em Mecânica das Rochas, aplicado a vetores e, em especial, a matrizes. Podemos considerar as grandezas escalares como tensores de ordem zero, vetores como tensores de primeira ordem e matrizes como tensores de segunda ordem. Assim, para os nossos propósitos, os termos *matriz* e *tensor de segunda ordem* são idênticos. Entretanto, há outros casos em que os números são arranjados em matrizes que não são tensores, como no campo da economia.

Uma propriedade importante dos tensores é a sua independência de qualquer contorno de referência, isto é, a “quantidade” representada pelo tensor (como o estado de esforços ou de deformação em um ponto qualquer de um dado volume) permanece a mesma, independentemente da escolha do sistema de coordenadas. Dessa forma, um vetor terá o mesmo comprimento e magnitude em dois sistemas de coordenadas diferentes, mesmo que seja representado por números diferentes.

Um tensor pode ser definido como um único ponto ou um conjunto de pontos isolados; pode ser determinado, ainda, ao longo de um contínuo de pontos sob a forma de um campo (campo escalar, vetorial etc.). Neste último caso, os elementos do tensor são funções de posição, e ele forma o que denominamos campo de tensor. Isso significa que o tensor é definido em cada ponto de uma região do espaço (ou espaço-tempo), e não apenas em um ponto ou conjunto de pontos isolados.

TENSORES DE ESFORÇOS REPRESENTAM O MESMO ESTADO DE ESFORÇOS (MESMA FORMA E ORIENTAÇÃO DO ELIPSOIDE DE ESFORÇOS), INDEPENDENTEMENTE DA ESCOLHA DO SISTEMA DE COORDENADAS.

Como o estado de esforços irá variar de um ponto a outro na litosfera, o elipsoide de esforços e o tensor de esforços também sofrerão modificações. Isso nos leva ao conceito de campos de tensores. Dessa forma, uma descrição completa do estado de esforços de um dado volume de rocha é dada por um campo de tensor.

4.6 Esforço deviatórico e esforço médio

Qualquer tensor de esforços pode ser decomposto em duas matrizes simétricas, em que a primeira parte representa o esforço médio e a segunda, o esforço deviatórico. Não se trata de um simples preciosismo matemático, mas de um procedimento que possibilita a distinção

entre dois componentes importantes do esforço: o isotrópico e o anisotrópico. A decomposição é dada por:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \text{tensor de esforço total} \quad (4.10)$$

$$\begin{bmatrix} \sigma_m & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_m & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \sigma_{11} - \sigma_m & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} - \sigma_m & \sigma_{23} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} - \sigma_m \end{bmatrix}$$

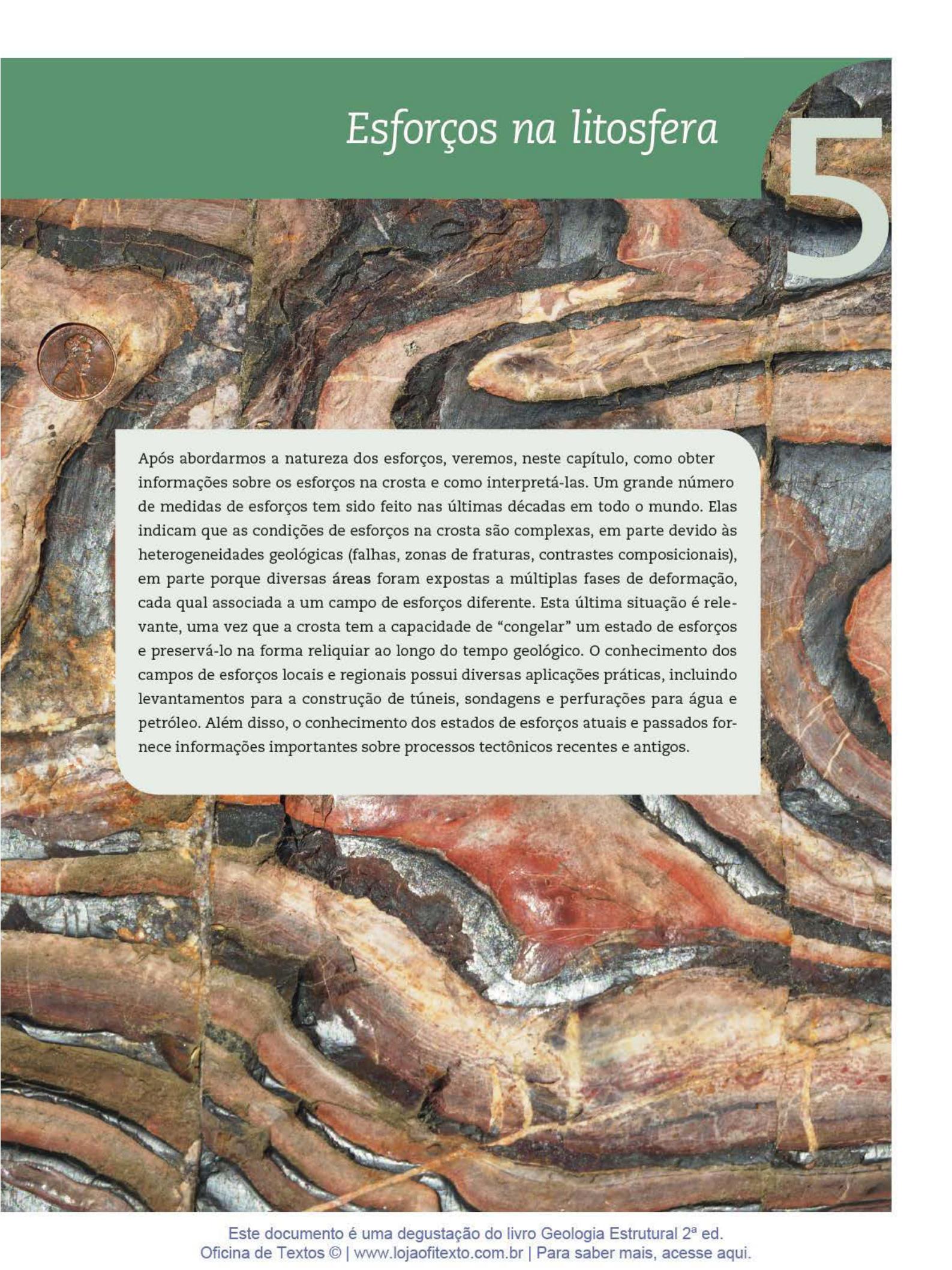
componente isotrópico
(tensor de esforço médio)componente anisotrópico
(tensor de esforço deviatório)

O valor σ_m , nessa decomposição, é denominado esforço médio, e é dado pela média aritmética dos três esforços principais. Ou seja, $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ fornece uma medida média do esforço, que pode ser considerada como uma “pressão”.

Na ausência de esforço deviatórico, o esforço anisotrópico é igual a zero. Logo, o esforço ou tração é

Esforços na litosfera

5



Após abordarmos a natureza dos esforços, veremos, neste capítulo, como obter informações sobre os esforços na crosta e como interpretá-las. Um grande número de medidas de esforços tem sido feito nas últimas décadas em todo o mundo. Elas indicam que as condições de esforços na crosta são complexas, em parte devido às heterogeneidades geológicas (falhas, zonas de fraturas, contrastes compostionais), em parte porque diversas áreas foram expostas a múltiplas fases de deformação, cada qual associada a um campo de esforços diferente. Esta última situação é relevante, uma vez que a crosta tem a capacidade de “congelar” um estado de esforços e preservá-lo na forma reliquiar ao longo do tempo geológico. O conhecimento dos campos de esforços locais e regionais possui diversas aplicações práticas, incluindo levantamentos para a construção de túneis, sondagens e perfurações para água e petróleo. Além disso, o conhecimento dos estados de esforços atuais e passados fornece informações importantes sobre processos tectônicos recentes e antigos.

5.1 Importância das medidas de esforços

O conhecimento dos esforços é útil por muitas razões, como, por exemplo, para a perfuração e explosão de maciços rochosos que são submetidos a intensos esforços durante a construção de estruturas subterrâneas, túneis, galerias e minas. Nesses casos, esforços intensos podem causar a expulsão violenta de fragmentos de rocha a partir das paredes ou do teto de um maciço, o que representa um sério problema de segurança. Como veremos a seguir, sempre há uma concentração de esforços associada às aberturas subterrâneas. Os túneis e as galerias não revestidos e sob pressão, como os usados em usinas hidrelétricas e em sistemas de abastecimento de água, podem sofrer vazamentos (por hidrofraturamento) se a pressão interna de água exceder o esforço principal mínimo *in situ* no maciço rochoso adjacente. Os altos esforços das rochas contrapõem-se à pressão da água e fazem com que as fraturas permaneçam fechadas. Nesse caso, portanto, os altos esforços são vantajosos.

Em grandes profundidades, como, por exemplo, em campos de petróleo, o campo de esforços *in situ* auxilia na manutenção da cabeça de perfuração (broca) na direção desejada durante a perfuração, diminui a produção de areia e mantém a estabilidade do poço. Os esforços em torno dos poços também devem ser monitorados durante a produção, porque a diminuição da pressão dos poros pode reduzir os esforços horizontais de modo suficientemente alto, a ponto de causar o colapso das formações rochosas e a subsidência do fundo oceânico. O hidrofraturamento pode ser feito em reservatórios com o intuito de aumentar a sua permeabilidade em torno dos poços produtores, o que também exige informações sobre o campo de esforços.

Em qualquer nível crustal, os esforços estão relacionados à formação e orientação das estruturas geológicas, ou seja, ao acúmulo de deformação. Qualquer deformação pode ser atribuída a um campo de esforços que represente um desvio da situação “normal” de esforços. Nas porções mais profundas da crosta, os esforços não podem ser medidos ou estimados, exceto por meio de informações obtidas a partir de mecanismos focais de terremotos. Entretanto, há

meios para estimar os paleoesforços em rochas que foram soerguidas e expostas na superfície da crosta.

5.2 Medição de esforços

Um aspecto desafiador dos esforços é que não podem ser observados diretamente. Apenas os efeitos dos esforços, sob a forma de deformação (strain) elástica ou permanente, se houver, podem ser vistos. Obviamente, diferentes tipos de rocha reagem de modos diferentes aos esforços (Cap. 6), e em meios anisotrópicos as relações tendem a ser mais complexas. Entretanto, como as deformações usadas nas medições dos atuais campos de esforços normalmente são pequenas, a conexão entre ambos (esforço e deformação) é próxima e, portanto, é possível obter estimativas importantes sobre os esforços.

Diversos métodos podem ser usados, dependendo de onde a coleta de dados de esforços será feita. Alguns são aplicados em furos de sondagens (ruptura de furos de sondagem, fraturamento hidráulico), outros são mais comuns à superfície ou em túneis (sobrefuração) e há, ainda, um método relacionado ao primeiro movimento gerado pela liberação de esforços durante a ruptura de falhas (mecanismos focais). As estruturas neotectônicas ou recentes que afetam a superfície do terreno também podem fornecer informações sobre o presente estado de esforços em uma dada região.

A ruptura de furos de sondagem (*borehole breakouts*) é baseada na análise de zonas de fraturas nas paredes de poços, fraturas essas que conferem aos furos de sondagem uma forma irregular e tipicamente alongada em seção, como mostrado na Fig. 5.1A. Considera-se que a fragmentação das paredes dos poços ocorra preferencialmente de modo paralelo ao esforço horizontal mínimo (σ_h) e de modo ortogonal ao esforço horizontal máximo (σ_H).

A ELIPTICIDADE DE UM FURO DE SONDAGEM INDICA A ORIENTAÇÃO LOCAL DOS EIXOS DE ESFORÇOS HORIZONTAIS AO LONGO DA PERFURAÇÃO.

As informações sobre a forma da seção transversal do poço são obtidas por meio de ferramentas especiais de medição (*dipmeter tools*) ou de ferramentas de

A indução artificial de sobrepressão pode ser feita por meio do aumento do peso de lama (pressão hidrostática) em um dado intervalo de um poço de

perfuração. A rocha responde fraturando-se em um nível crítico de pressão, em um procedimento conhecido como fraturamento hidráulico (Fig. 5.1C).

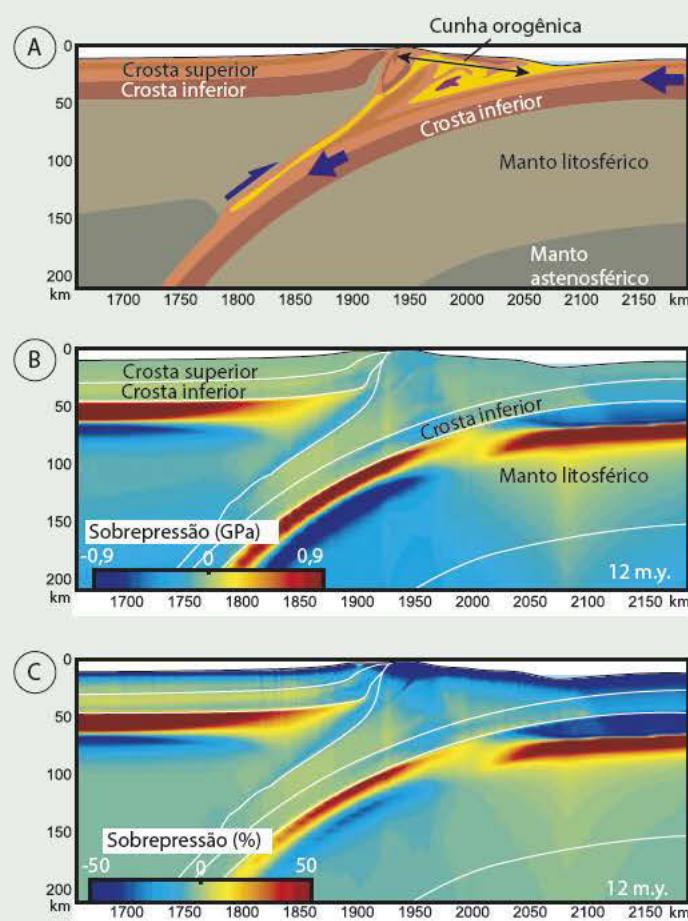
Boxe 5.1 Pressão, sobrepressão metamórfica e metamorfismo

No contexto da petrologia metamórfica e em análises estimativas de pressão (geobarometria), se usa preferencialmente a palavra “pressão”, por exemplo, nas situações de “alta pressão” e “ultra-alta pressão” que ocorrem na subducção continental. Diagramas de pressão-temperatura foram desenvolvidos para diversas transições de fases, como as do sistema Al_2SiO_5 , a transformação coesita-quartzo ou a transformação de grafita em diamante. Esse uso do termo ‘pressão’ confere um estado de referência litostático, de modo que a pressão pode ser convertida em profundidade através da Eq. 5.1. De fato, em qualquer profundidade as rochas têm certa resistência ao cisalhamento e, portanto, são capazes de suportar esforços diferenciais ($\sigma_1 > \sigma_3$) por milhões de anos. Como discutido no final deste capítulo, a crosta tende a ser menos resistente com o aumento da profundidade e, portanto, o desvio a partir da pressão litostática em geral não é considerado como sendo muito grande, mas em alguns casos é importante levá-lo em consideração para uma correta interpretação de dados geobarométricos.

Os desvios a partir do estado litostático de referência são genericamente denominados de sobrepressão tectônica, pois eles são normalmente relacionados direta ou indiretamente a processos da tectônica de placas. A sobrepressão tectônica (δP) pode ser expressa como a diferença entre o esforço médio (P , pressão total ou dinâmica) e a pressão litostática (P_L):

$$\delta P = P - P_L = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} - pgz$$

Podemos, dessa forma, modelar numericamente e avaliar a sobrepressão tectônica. Por exemplo, em zonas de colisão continente-continent, nas quais um esforço tectônico compressional horizontal está presente, encontramos regiões de sobrepressão tectônica tanto positiva como negativa. A figura mostra que a maior sobrepressão ocorre no manto superior (cores vermelhas em B e C), já que ele tem maior resistência que a crosta. Na cunha orogênica (ver Cap. 17), o efeito é limitado, o que depende da reologia atribuída às várias unidades geológicas do modelo e da taxa de convergência.



Resultado de modelagem numérica. As cores quentes indicam sobrepressão, enquanto o azul indica subpressão (sobrepressão negativa). Note que o efeito da sobrepressão depende do tempo e da taxa de convergência: esse modelo considera um sistema com 12 milhões de anos de subducção, com taxa de 5 cm/ano. Para mais detalhes, ver Li et al. (2010)

De modo simplificado, podemos dizer que esforço tectônico é o desvio em relação a qualquer estado de esforços de referência. Há, ainda, outros componentes de esforço, incluindo os esforços térmico e residual, que podemos distinguir do esforço tectônico vigente.

Apesar de ser difícil separar os componentes individuais, o estado total de esforços em qualquer ponto na litosfera pode ser decomposto em estado de esforços de referência e esforços residual, térmico, tectônico e terrestre (relacionado a variações diárias e sazonais de temperatura, marés terrestres etc.):

$$\text{ESFORÇO TECTÔNICO PRESENTE} = \text{ESFORÇO TOTAL} - (\text{ESTADO DE ESFORÇOS DE REFERÊNCIA} + \text{ESFORÇO RESIDUAL NÃO TECTÔNICO} + \text{ESFORÇO TÉRMICO} + \text{ESFORÇO TERRESTRE}).$$

Em um contexto próximo à superfície, podemos, ainda, eliminar o efeito da topografia mostrado na Fig. 5.3.

São raros os casos em que é simples separar os componentes tectônicos de esforços dos demais componentes. Mais uma vez, partiremos para modelos ideais, iniciando pela classificação clássica de Anderson de esforço tectônico antes de observarmos os dados reais.

5.6.1 Classificação de Anderson de esforço tectônico

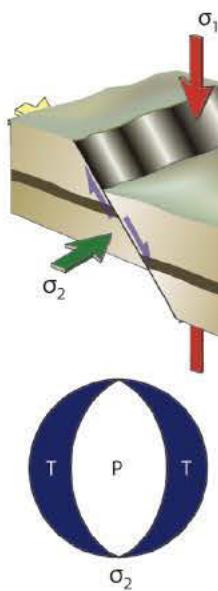
A classificação tradicional de regimes de esforço tectônico, com os regimes normal, de cavalgamento e de rejeito direcional (ou transcorrente), foi proposta em 1951, em uma famosa publicação de Anderson. O autor considerou que, como não há esforço de cisalhamento na superfície da Terra (esforços de cisalhamento não podem ocorrer em fluidos), um dos esforços principais deve ser vertical e, portanto, os outros dois devem ser horizontais. Anderson definiu os três regimes em função de qual dos esforços principais está na vertical, como ilustrado na Fig. 5.13:

$\sigma_v = \sigma_1$; REGIME DE FALHA NORMAL

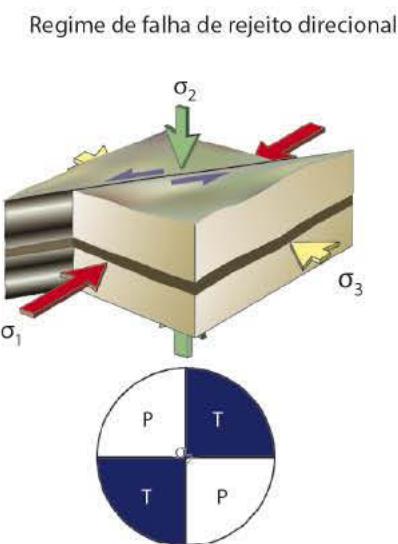
$\sigma_v = \sigma_2$; REGIME DE FALHA DE REJEITO DIRECIONAL
(OU TRANSCORRENTE)

$\sigma_v = \sigma_3$; REGIME DE FALHA DE CAVALGAMENTO/EMPURRÃO

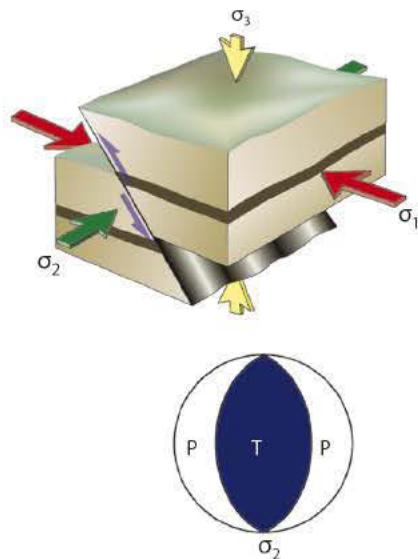
A classificação de Anderson é estritamente válida em regimes deformacionais coaxiais, onde as linhas paralelas aos ISA (eixos de estiramento instantâneo) e aos eixos principais de deformação não são rotacionadas. Além disso, a rocha submetida a deformação deve ser isotrópica. O esforço vertical



Regime de falha normal



Regime de falha de rejeito direcional

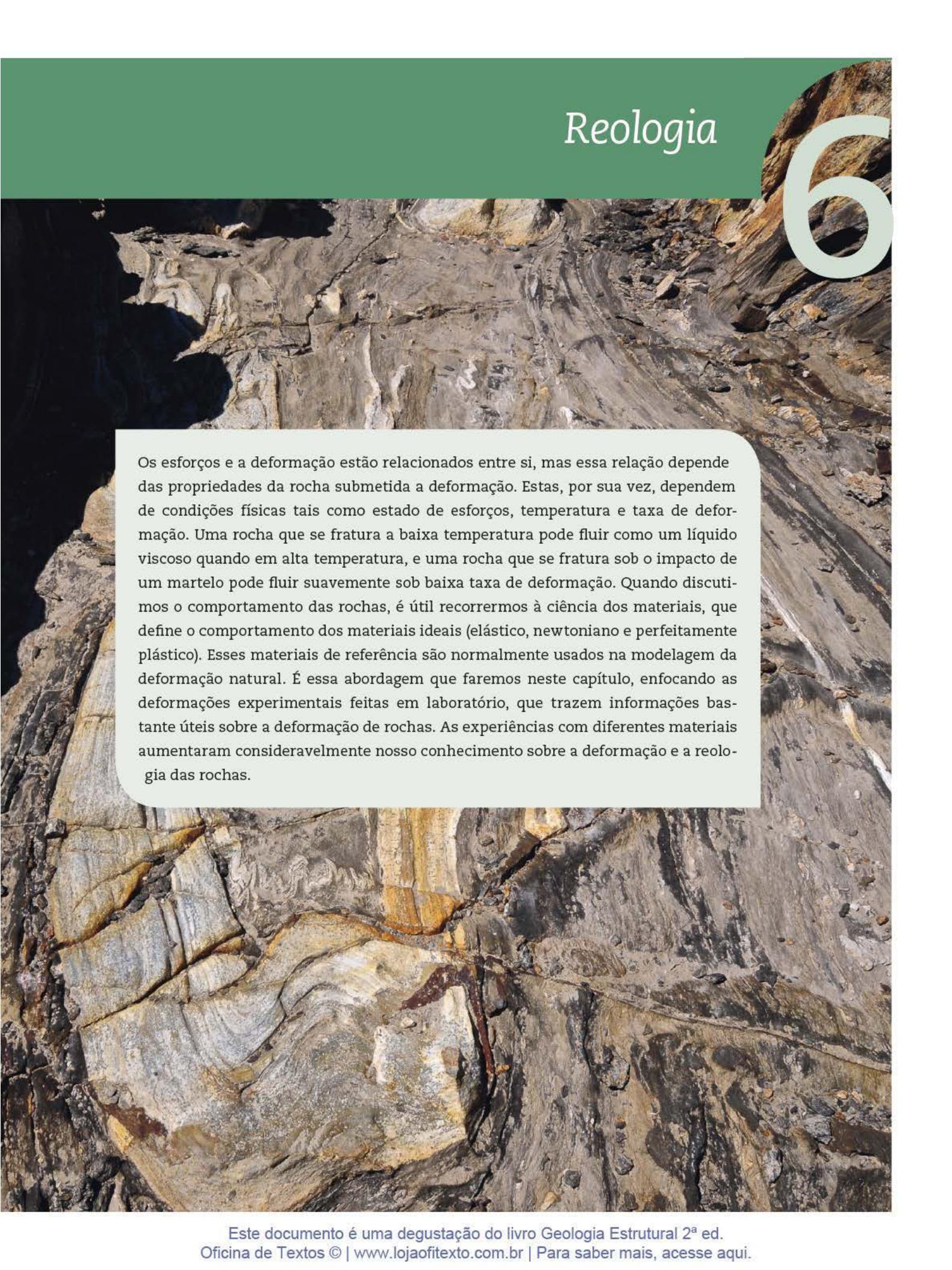


Regime de falha de empurrão/cavalgamento

Fig. 5.13 Relações entre a orientação dos esforços principais (regimes de esforços) e os regimes tectônicos, de acordo com Anderson (1951). Os estereogramas indicam os campos de compressão (P) e tração (T). σ_v = esforço vertical, σ_h = esforço máximo horizontal, σ_h = esforço mínimo horizontal

Reologia

6



Os esforços e a deformação estão relacionados entre si, mas essa relação depende das propriedades da rocha submetida a deformação. Estas, por sua vez, dependem de condições físicas tais como estado de esforços, temperatura e taxa de deformação. Uma rocha que se fratura a baixa temperatura pode fluir como um líquido viscoso quando em alta temperatura, e uma rocha que se fratura sob o impacto de um martelo pode fluir suavemente sob baixa taxa de deformação. Quando discutimos o comportamento das rochas, é útil recorrermos à ciência dos materiais, que define o comportamento dos materiais ideais (elástico, newtoniano e perfeitamente plástico). Esses materiais de referência são normalmente usados na modelagem da deformação natural. É essa abordagem que faremos neste capítulo, enfocando as deformações experimentais feitas em laboratório, que trazem informações bastante úteis sobre a deformação de rochas. As experiências com diferentes materiais aumentaram consideravelmente nosso conhecimento sobre a deformação e a reologia das rochas.

6.1 Reologia e mecânica do contínuo

A reologia é o estudo das propriedades mecânicas de materiais sólidos, fluidos e gases. O nome é originário da palavra grega *rheo*, que significa “fluir”. Mas o que o fluxo e os fluidos têm em comum com as rochas sólidas? Para respondermos a essa questão, é interessante lembrarmos de um aforismo do filósofo grego Heráclito, *Panta Rhei*, que significa “tudo flui”. Segundo ele, tudo está em constante mudança, o que é fácil de aceitar quando consideramos os processos no tempo geológico.

Não apenas a água flui, mas também o óleo, o mel, o asfalto, o gelo, o vidro e as rochas. Enquanto o fluxo de óleo ou mel pode ser estudado em uma escala de tempo de minutos, o fluxo do gelo ou de formações salinas (*salt glaciers*) pode levar dias, meses ou anos para ser percebido (Fig. 6.1). O vidro, por sua vez, flui muito lentamente para produzir mudanças perceptíveis até mesmo no intervalo de vários séculos. No entanto, ele flui de modo bastante rápido quando aquecido, como pode ser observado nas fábricas de vidro. A temperatura influencia a maioria dos sólidos, incluindo as rochas.

QUANDO UMA ROCHA AQUECIDA FLUI, ELA ACUMULA DEFORMAÇÃO GRADUALMENTE, COMO UMA GELEIRA EM MOVIMENTO LENTO OU UM BOLO DE CREME, SEM A FORMAÇÃO DE FRATURAS OU OUTRAS DESCONTINUIDADES.

O efeito da temperatura é a principal razão pela qual o fluxo se concentra na crosta média e inferior, e não na crosta superior, mais fria. A crosta superior tende a se fraturar, um comportamento que, no senso estrito, está fora do campo da reologia, mas que ainda é descrito pela Mecânica das Rochas. Além dos fatores externos, como esforços, temperatura, pressão e presença de fluidos, as propriedades das rochas também são importantes. Há muitos tipos de rochas e minerais, e a crosta superior tende a se fraturar apenas porque esse é o modo como minerais como quartzo e feldspato reagem quando submetidos a esforços sob as condições da crosta superior. Entretanto, em qualquer profundidade em que camadas espessas de sal (evaporitos) ocorram, essas camadas irão fluir em vez de se fraturar, como veremos no Cap. 20. Mesmo camadas de argila ou areia podem fluir, particularmente quando a pressão de fluidos nos poros se torna alta; portanto, o

fluxo de rochas não é restrito à crosta inferior. Entretanto, terremotos profundos e evidências de campo podem indicar que as rochas anidras da crosta inferior também podem se fraturar sob determinadas condições; isso afeta particularmente as rochas “secas”, cujos teores de fluidos são baixos ou nulos.

Se considerarmos uma rocha como um meio contínuo, desprezando heterogeneidades como microfraturas, limites entre grãos minerais e espaços de poros, e considerarmos as propriedades físicas como constantes ou com variação constante em um dado volume de rocha, princípios simples da Física e da Matemática podem ser usados para descrever e analisar a deformação de rochas no contexto da mecânica do contínuo. As equações que descrevem matematicamente as relações entre esforço e deformação serão importantes neste capítulo. Tais equações são denominadas leis constitutivas ou equações constitutivas. O termo constitutivo enfatiza a importância da constituição ou composição do material.

A REOLOGIA E A MECÂNICA DO CONTÍNUO DESCREVEM O FLUXO DAS ROCHAS, AO PASSO QUE A MECÂNICA DAS ROCHAS LIDA FUNDAMENTALMENTE COM O MODO COMO AS ROCHAS RESPONDEM AOS ESFORÇOS POR MEIO DO FALHAMENTO RÚPTIL E DO FRATURAMENTO.

6.2 Condições idealizadas

Em um contexto simples e idealizado da mecânica do contínuo, os materiais podem reagir aos esforços de três maneiras fundamentalmente diferentes: por deformação elástica, plástica ou viscosa. Além disso, ainda há a deformação rúptil e o fluxo cataclástico, que estão além dos domínios da mecânica do contínuo. À medida que as propriedades físicas se alteram durante a história da deformação, um dado material pode变形ar-se conforme um desses três tipos de fluxo e, posteriormente, entrar no campo da deformação rúptil.

As deformações são comumente analisadas por meio de um gráfico do esforço-deformação ou da taxa de esforço e deformação, no qual a deformação ou a taxa de deformação são indicadas no eixo horizontal e o esforço, no eixo vertical (Fig. 6.2). As deformações dependentes do tempo são descritas por gráficos de tempo de esforço e tempo de deformação, sendo que

6.3 Materiais elásticos

Um material elástico resiste à mudança na forma, mas se deforma à medida que mais esforço é exercido. Idealmente, esse material recupera sua forma original assim que o esforço aplicado (força) for removido.

A DEFORMAÇÃO ELÁSTICA É RECUPERÁVEL PORQUE ENVOLVE O ALONGAMENTO EM VEZ DA QUEBRA DAS LIGAÇÕES ATÔMICAS.

As tiras de borracha, em geral, se encaixam bem nessa definição: mais alongamento exige mais força, e a tira recupera sua forma original assim que a força é removida. A borracha é, entretanto, um material elástico não linear.

6.3.1 Elasticidade linear e a lei de Hooke

Um material elástico linear apresenta uma relação linear entre o esforço (ou força) e a deformação (strain). Um material desse tipo sofreria o dobro do achataamento sob um peso de 2 t, comparado à sua condição sob 1 t; ao mesmo tempo, o achataamento seria quatro vezes maior sob 4 t. Uma analogia é frequentemente feita com uma mola simples (Fig. 6.2A): se o peso suspenso na mola for duplicado, o comprimento da mola também o será, e assim por diante. Em outras palavras, a elongação da mola é proporcional à força aplicada, e a mola retornará ao seu comprimento original quando a força for removida. Um exemplo é mostrado na Fig. 6.3, em que uma barra de um material elástico é tracionada. Uma relação linear desse tipo, entre esforço e deformação, é expressa pela lei de Hooke:

$$\sigma = Ee \quad (6.1)$$

onde σ = esforço; e = extensão (ou seja, deformação unidimensional); E = módulo de Young ou módulo elástico (também indicado por Y), ou, menos formalmente, a rigidez de um material. A lei de Hooke é uma equação constitutiva para materiais elásticos.

O módulo de Young também pode ser visto como uma razão de esforço/deformação (strain):

$$E = \sigma/e \quad (6.2)$$

e tem uma relação próxima com o módulo de cisalhamento μ (também indicado por G e conhecido como módulo de rigidez, que não deve ser confundido com o coeficiente de fricção discutido no Cap. 2). Em uma deformação uniaxial, a relação é simples:

$$E = 2\mu \quad (6.3)$$

O módulo de cisalhamento μ está relacionado com a deformação por cisalhamento γ , e a lei de Hooke pode ser escrita como:

$$\sigma_s = \mu\gamma \quad (6.4)$$

ou

$$\sigma = 2\mu e \quad (6.5)$$

O módulo de Young E é a razão entre o esforço normal e a respectiva extensão ou encurtamento elástico na mesma direção, e descreve o quanto difícil é变形ar um material elástico ou uma rocha. De modo similar, μ quantifica o quanto difícil é deformar elasticamente uma rocha sob cisalhamento simples (para uma deformação finita muito pequena).

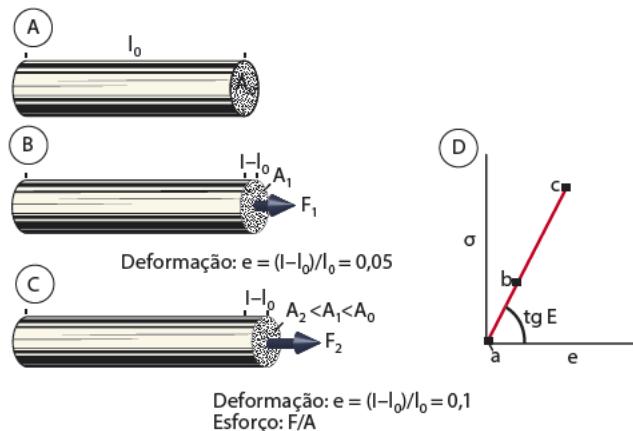


Fig. 6.3 Deformação elástica ilustrada (A-C) pela extensão uniaxial de uma barra. Quanto mais intensa for a força F atuante na extremidade da área A , mais alongada será a barra (comprimento l). Se o material for elástico linear, a relação entre a extensão e e $\sigma (= F/A)$ será linear e formará uma linha no espaço $e-\sigma$ (d). O gradiente ou inclinação da linha corresponde a E (módulo de Young). Quando a força é relaxada, o material recupera sua forma original (a origem)

Boxe 6.2 Com que velocidade as rochas se deformam?

A taxa de deformação (*strain rate*) é uma medida da velocidade com que um objeto muda de forma ou dimensão. Como a deformação é adimensional, a taxa de deformação possui uma dimensão peculiar, que é s^{-1} (por segundo). Há, geralmente, dois tipos de taxas de deformação que devemos considerar. O mais simples é a taxa de elongação, indicada por $\dot{\epsilon}$ ou \dot{e} . Esta é a elongação por unidade de tempo (segundo):

$$\dot{\epsilon} = \frac{e}{t} = \left(\frac{l - l_0}{tl_0} \right)$$

Podemos, também, denominá-la de taxa de elongação ou taxa de contração. Experimentalmente, ela está diretamente relacionada à velocidade com que comprimimos uma amostra. Em um teste de compressão uniaxial com uma hora de duração, no qual a amostra sofra um encurtamento de 10%, a taxa de elongação é expressa por:

$$\dot{\epsilon} = \frac{-0,1}{3.600\text{ s}} = -2,778 \cdot 10^{-5}\text{ s}^{-1}$$

Em alguns contextos geológicos, a taxa de deformação por cisalhamento pode ser maispropriada. Nesse caso, a variação na deformação por cisalhamento ao longo do tempo, indicada por $\dot{\gamma}$, é considerada. Sua dimensão (s^{-1}) é a mesma que a da taxa de elongação, e ambas estão relacionadas entre si, pois a deformação por cisalhamento também resulta em elongação. Entretanto, a relação entre ambas não é linear, e é importante distingui-las com clareza.

As taxas típicas de deformação geológica (natural) variam entre 10^{-14} e 10^{-15} s^{-1} , e são muito mais lentas que as observadas em rochas deformadas em laboratório (10^{-7} s^{-1}). Obviamente, é um desafio aplicarmos resultados experimentais para rochas naturalmente deformadas. Em muitos casos, a temperatura é aumentada nos experimentos com o intuito de acelerar os mecanismos de deformação plástica e, dessa forma, aumentar a taxa de deformação. As taxas de deformação experimental devem ser corrigidas em função da temperatura antes de ser possível compará-las com a deformação natural das rochas. Ou, alternativamente, os processos devem ser estudados em menores escalas de tamanho.

Apenas os fluidos são verdadeiramente viscosos, e em Geologia, portanto, apenas os magmas, as camadas de sal e a lama fluidizada por sobrepressão podem ser tratados como meios viscosos verdadeiros. Entretanto, a viscosidade é uma referência útil quando tratamos de certos aspectos da deformação plástica. Retornaremos à discussão sobre viscosidade quando, em capítulos subsequentes, tratarmos de dobramentos e *boudinage*. Note que o comportamento viscoso não linear é registrado experimentalmente na deformação de rochas aquecidas, e que ele talvez seja mais adequado às rochas que a viscosidade linear. O comportamento não linear, nesse contexto, significa simplesmente que a viscosidade varia em função da

taxa de deformação (Fig. 6.8). Na modelagem numérica de dobramentos, considera-se tanto a viscosidade linear como a não linear, ao passo que a modelagem teórica de *boudins* requer uma viscosidade não linear.

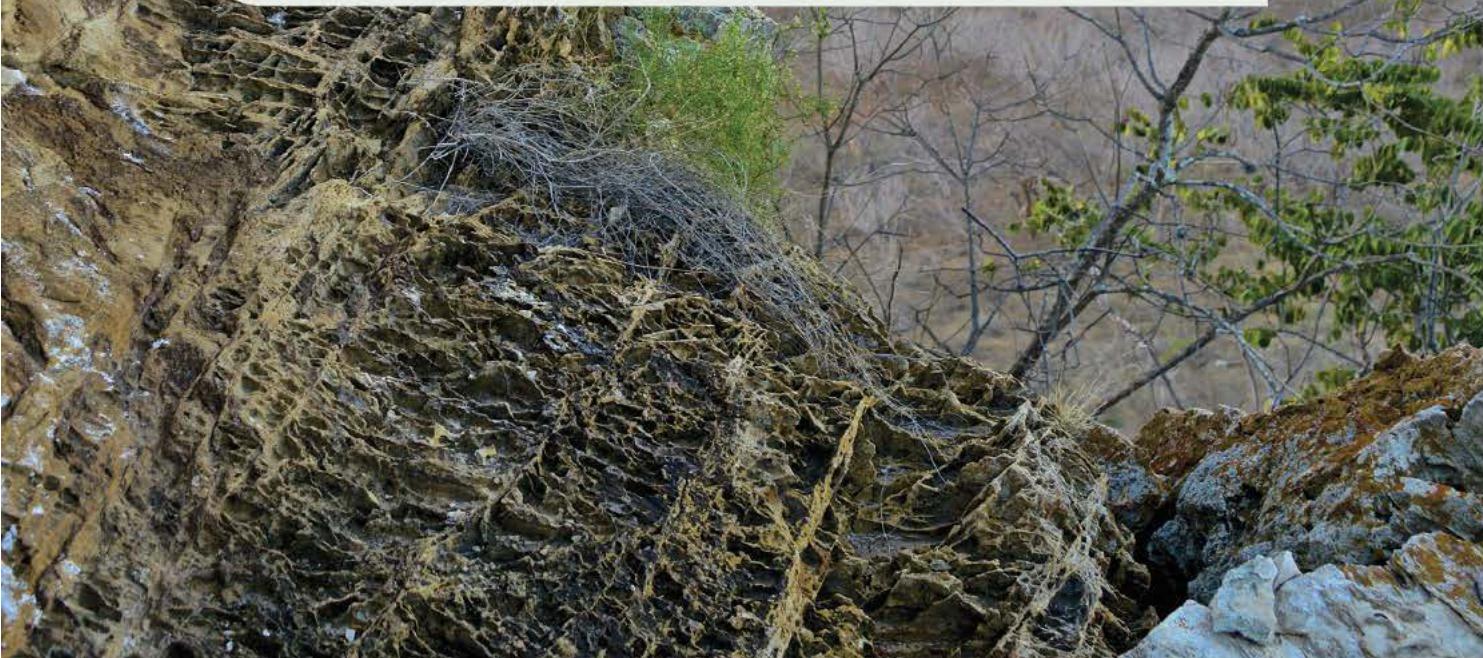
A viscosidade equivale ao esforço dividido pela taxa de deformação, e é, portanto, medida em unidades de esforço multiplicadas pelo tempo, e representada por Pa s ou $\text{kg m}^{-1}\text{ s}^{-1}$ no Sistema Internacional de Unidades (SI). A unidade poise foi usada no passado, e 1 poise = 0,1 Pa s. Enquanto a viscosidade da água está em torno de 10^{-3} Pa s, a de uma geleira está em torno de 10^{11} a 10^{12} Pa s. O vidro flui muito lentamente em temperatura ambiente, com viscosidade de 10^{14} Pa s. As estimativas de viscosidade de rochas

Fratura e deformação rúptil

7



Estruturas rúpteis como juntas e falhas são encontradas em quase toda a superfície da Terra sólida. A deformação rúptil é a marca registrada da deformação na crosta superior, ocorrendo em áreas onde os esforços se acumulam em níveis que excedem o limite local de resistência à ruptura da crosta. As estruturas rúpteis podem formar-se de modo suave, por exumação e resfriamento das rochas, ou de modo violento, durante os terremotos. Em ambos os casos, a deformação rúptil causada pelo fraturamento implica um rompimento instantâneo das estruturas cristalinas em escala atômica, e esse tipo de deformação tende a ser não apenas mais rápido, mas também mais localizado que a deformação plástica. As estruturas rúpteis podem ser estudadas com relativa facilidade em laboratório, e a união de dados experimentais com observações de campo e de lâminas petrográficas constitui a base do nosso conhecimento atual sobre a deformação rúptil. Neste capítulo, vamos abordar a formação de várias estruturas rúpteis em pequena escala e as suas condições de formação.



7.1 Mecanismos de deformação rúptil

Assim que o esforço diferencial excede certo limite em rochas não fraturadas, a rocha pode acumular uma deformação permanente por fluxo plástico, como visto no Cap. 6. No regime friccional ou regime rúptil, entretanto, a rocha irá se deformar por fracturamento quando sua resistência à ruptura for excedida. Durante a deformação rúptil, os grãos são moídos e reorganizados, e a deformação torna-se mais localizada.

O REGIME RÚPTIL É AQUELE EM QUE AS CONDIÇÕES FÍSICAS PROMOVEM MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL, TAIS COMO DESLIZAMENTO FRICCIONAL AO LONGO DE CONTATOS DE GRÃOS E ROTAÇÃO E FRATURA DE GRÃOS.

Em alguns casos, é importante caracterizar a quantidade de fraturas em uma rocha deformada e distinguir a deformação rúptil que envolve fraturas daquela que não as envolve. A deformação friccional sem a geração de fraturas ocorre tipicamente em rochas porosas fracamente consolidadas e em sedimentos (solos). Nessas rochas e sedimentos, o deslizamento friccional ocorre ao longo dos limites existentes de grãos, e o espaço dos poros permite que os grãos se movam em relação aos grãos vizinhos, como mostrado na Fig. 7.1A. Dessa forma, os grãos apresentam translação e rotação para acomodar o deslizamento friccional em suas bordas, um processo denominado de fluxo particulado ou fluxo granular. Como sempre no regime rúptil, o deslizamento nos

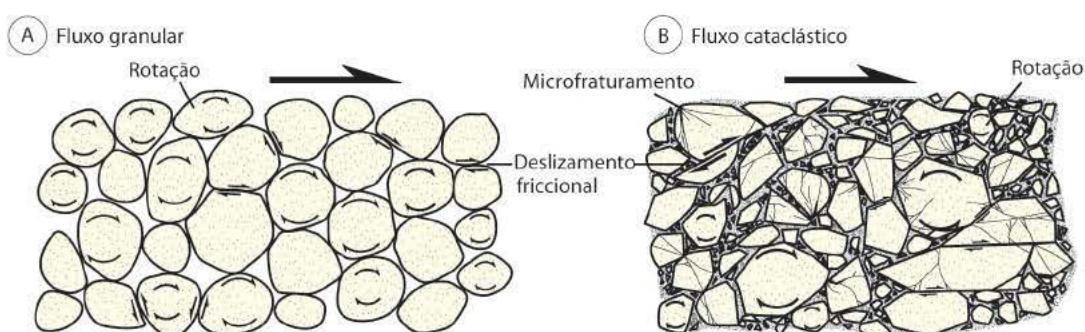


Fig. 7.1 Mecanismos de deformação rúptil. O fluxo granular é comum durante a deformação de rochas porosas e sedimentos em níveis crustais rasos, ao passo que o fluxo cataclástico ocorre na deformação de rochas sedimentares bem consolidadas e rochas não porosas

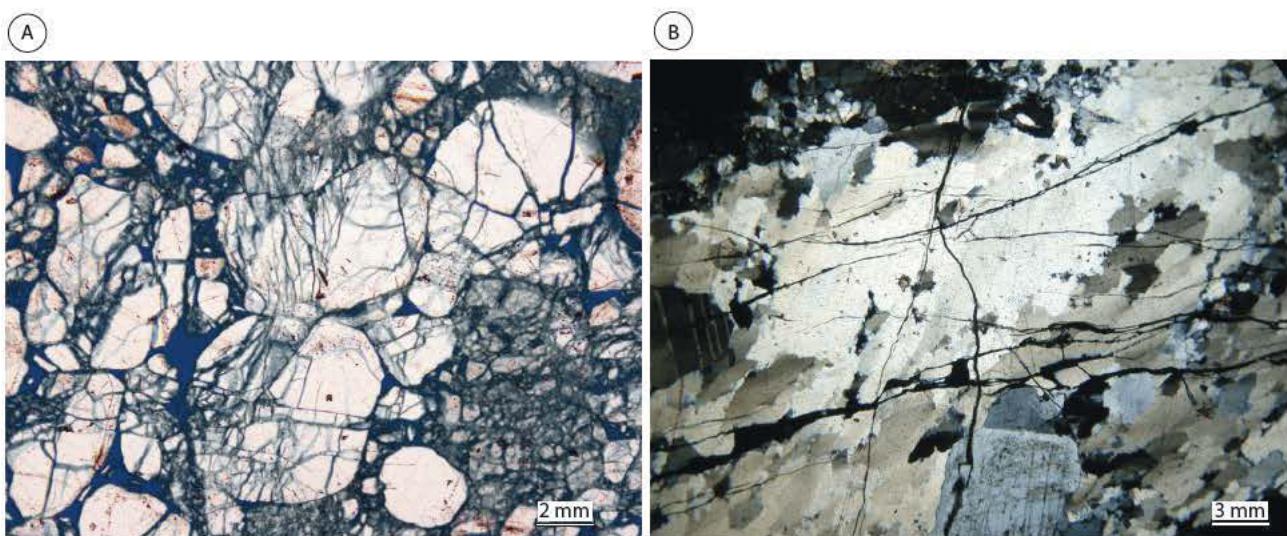


Fig. 7.2 (A) Fraturas intragranulares em arenito poroso deformado de modo cataclástico (Grupo Mesa Verde, Salina, Utah, EUA). A coloração azul-escura é dada pelo preenchimento dos espaços vazios por epóxi. (B) Fraturas intergranulares em rocha metamórfica

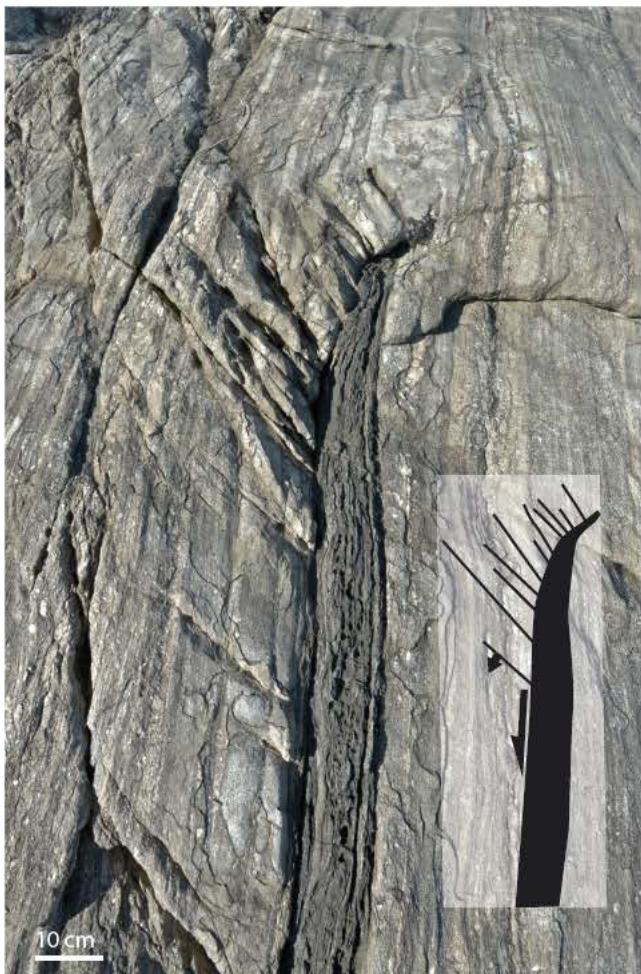


Fig. 7.25 Fraturas tipo wing cracks na terminação de uma banda máfica menos competente em um gnaisse, sugerindo sutil cisalhamento sinistral ao longo de sua margem. Tarituba, Rio de Janeiro

se aproximarem uma da outra simultaneamente, elas irão afetar-se mutuamente, como discutido no próximo capítulo (Figs. 8.21 e 8.22).

7.6 Reativação e deslizamento friccional

Os critérios de fratura de Coulomb e de Griffith, como discutidos anteriormente, são válidos até a ruptura da rocha. Em decorrência disso, a teoria de falhamentos de Anderson, que também é baseada na teoria de Coulomb, é válida apenas para fraturas com deslocamento infinitesimal. Assim que uma fratura se forma, ela passa a representar um plano de fraqueza. Uma nova acumulação de esforços poderá causar a reativação de fraturas preexistentes em um baixo nível de esforços, em vez de criar uma nova fratura

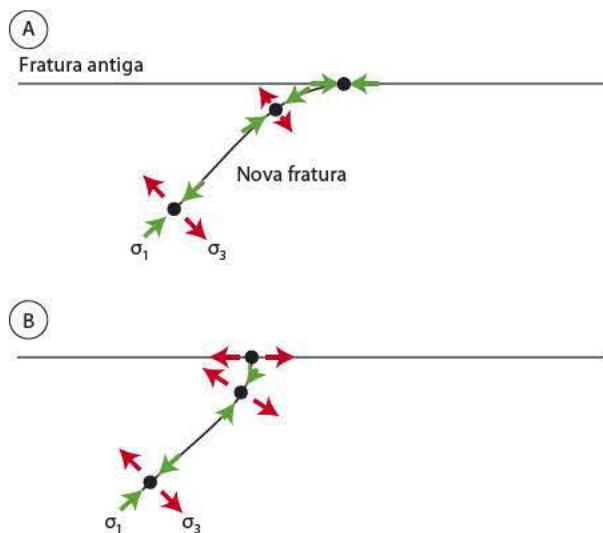


Fig. 7.26 Reorientação local da direção de propagação de fraturas na vizinhança de uma fratura preexistente. A nova fratura cresce na direção da preexistente, buscando manter um ângulo de 90° em relação a σ_3 . A geometria em (A) sugere que σ_1 é compressional, com contração ao longo da fratura preexistente. Se a nova fratura se curva contra a preexistente (B), então σ_1 e σ_3 provavelmente têm magnitude similar, com extensão ao longo da fratura preexistente

Fonte: modificado de Dyer (1988).

por meio do crescimento e da conexão entre defeitos microscópicos na rocha. A reativação de fraturas é um pré-requisito para o desenvolvimento de falhas de maior porte. Se não houvesse esse tipo de reativação, a crosta seria inteiramente cortada por pequenas falhas com pequenos deslocamentos.

A orientação de uma fratura preexistente e o seu atrito são os parâmetros mais importantes nesse contexto, além do campo de esforços (Fig. 7.27). A orientação relativa ao novo campo de esforços determina os esforços resultantes normal e de cisalhamento no plano. Quando σ_n está orientado de modo perpendicular à fratura, não há esforço de cisalhamento no plano, e a fratura é estável. Nos casos mais gerais, há um esforço de cisalhamento (resultante) no plano de fratura, e o atrito é o fator limitante da potencial reativação. O atrito local na fratura é comumente descrito pelo coeficiente de fricção de deslizamento (μ_f).

O coeficiente de fricção de deslizamento é simplesmente o esforço de cisalhamento necessário para

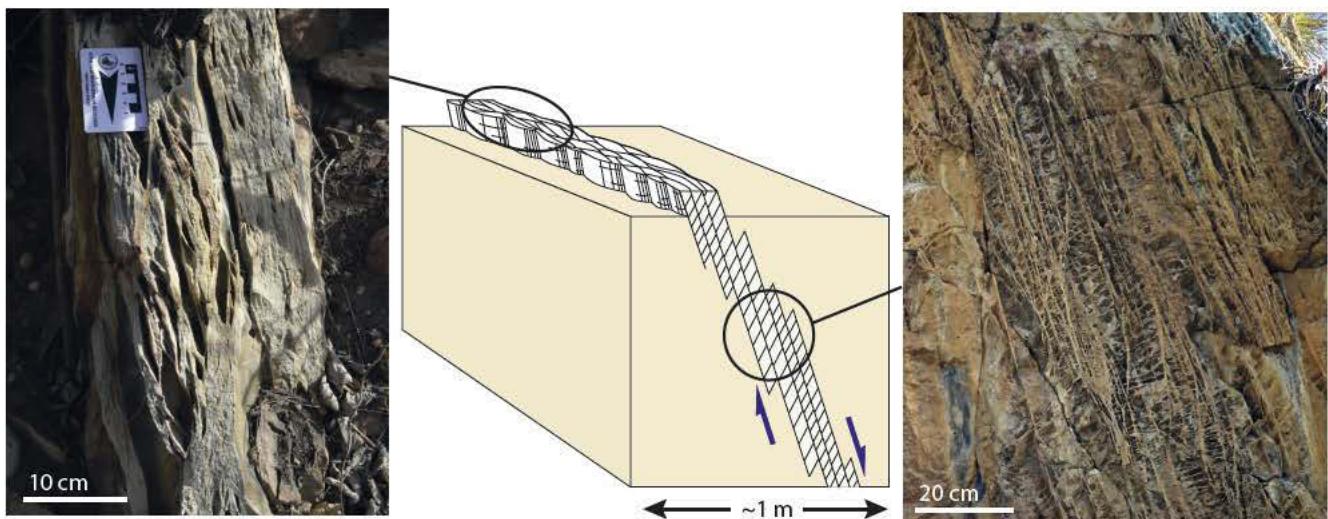


Fig. 7.38 Conjunto de bandas de deformação (agrupamento ou zona) com rejeito normal. Note as diferenças geométricas entre as seções horizontal e vertical (imagens à esquerda e à direita, respectivamente). A geometria presente é de rejeito normal; um sistema transcorrente, consequentemente, estaria rotacionado. As estruturas características na direção de movimento (nesse caso, a direção de mergulho) são denominadas de estruturas em escada. Note também que o padrão anastomosado gera uma linearização geométrica (ver Cap. 14). Fotos da Formação São Sebastião, Bacia Tucano, Brasil

locais como tempo e profundidade de deformação, história de soterramento e cimentação, composição mineralógica, fácies sedimentares etc.

A INFLUÊNCIA DAS BANDAS DE DEFORMAÇÃO NA PRODUÇÃO DE PETRÓLEO OU ÁGUA SUBTERRÂNEA DEPENDE DE FATORES COMO CONTRASTE DE PERMEABILIDADE, ESPESSURA CUMULATIVA, ORIENTAÇÃO, CONTINUIDADE E CONECTIVIDADE.

7.8.4 Que tipo de estrutura se forma, quando e onde?

Considerando que há vários tipos de bandas de deformação, com diferentes efeitos sobre o fluxo de fluidos, é importante compreender as condições subjacentes que controlam quando e onde tais bandas se formam. Diversos fatores são importantes, incluindo profundidade de soterramento, ambiente tectônico (estado de esforços) e propriedades das rochas, tais como grau de litificação, composição mineralógica, granulometria, grau de seleção e forma dos grãos. Alguns desses fatores – em especial a composição mineralógica, a granulometria, o grau de seleção e a forma dos grãos – são mais ou menos constantes em uma dada camada de rocha sedimentar. Eles podem, entretanto, variar de uma camada para outra e causar mudanças bruscas nas bandas de deformação.

Fatores como porosidade, permeabilidade, pressão confinante, estado de esforços e cimentação podem variar com o passar do tempo. As bandas de deformação mais antigas de uma rocha porosa são diferentes daquelas formadas em estágios tardios, na mesma camada de rocha, a uma maior profundidade de soterramento, por exemplo. Dessa forma, a sequência das estruturas de deformação em uma dada camada reflete as mudanças físicas que afetaram o sedimento ao longo de sua história de soterramento, litificação e soerguimento.

Um caso típico de desenvolvimento de estruturas em rochas sedimentares com histórico de soterramento e soerguimento é apresentado nas Figs. 5.11 e 7.40. As bandas de deformação formadas inicialmente em arenitos são tipicamente bandas de desagregação ou filossilicáticas. Tais estruturas formam-se sob baixas pressões confinantes (soterramento raso), quando os esforços nos pontos de contato entre os grãos são baixos e as ligações entre os grãos são fracas (Figs. 7.40 e 7.41). Diversas bandas de desagregação formadas em estágios iniciais estão relacionadas a processos de deformação local, controlados pela gravidade, tais como diapirismo local de folhelhos, movimentos profundos de evaporitos, deslizamentos gravitacionais e glaciotectônica.

Juntas e veios

8

Quase todas as rochas que vemos em afloramentos apresentam juntas – fraturas extensionais delgadas que penetram nas rochas sem rejeitos significativos –, e muitas regiões com bons afloramentos mostram sistemas de juntas paralelas e planas. Como as juntas são comuns, diminuem a resistência das rochas e são condutos para os fluidos, constituem estruturas extremamente importantes na crosta superior. A construção de túneis, a Engenharia de Reservatórios, a Hidrogeologia em rochas cristalinas fraturadas e os mecanismos de intrusão de magmas são alguns dos campos que lidam de uma maneira ou de outra com as juntas, uma vez que elas são estruturas extensionais frágeis, que facilmente afetam processos geológicos. Por exemplo, tanto os geólogos como os engenheiros de petróleo se ocupam com as juntas. Por um lado, os geólogos não esperam encontrar juntas nas rochas selantes; por outro, os engenheiros criam deliberadamente juntas nas rochas reservatório, para promover o fluxo de fluidos para os poços. Em Geologia Estrutural também estudamos juntas devido às informações que proporcionam sobre o estado de esforços no momento de formação das rochas. O estudo da cronologia relativa das juntas com outras estruturas traz importantes informações sobre a evolução tectônica ou estrutural de uma região. As fraturas extensionais também podem conter veios mineralizados com potencial interesse econômico. Além disso, os minerais que preenchem os veios podem preservar registros da formação e, portanto, trazer dados importantes para a compreensão da história de deformação rúptil de uma região.

8.1 Definição e características

Uma junta é uma fratura que apresenta uma pequena abertura (pouco perceptível em muitos casos) perpendicular às suas paredes, mas sem rejeito de cisalhamento ou com rejeito desprezível. As juntas são em sua maioria fraturas extensionais (modo I ou modo aberto) que acomodam pequenas quantidades de deformação extensional (abertura), embora os pequenos rejeitos, que em geral estão presentes, possam dificultar a interpretação do deslocamento. Uma pequena quantidade de cisalhamento pode ocorrer e, nesse caso, temos um modo misto ou uma fratura híbrida (Cap. 7). Entretanto, se o deslocamento paralelo à fratura superar o deslocamento extensional perpendicular à fratura, temos uma fratura (predominantemente) de cisalhamento, que é, por definição, uma estrutura diferente de uma junta. Portanto, a cinemática é uma parte importante da definição de juntas, de acordo com o uso recente do termo.

UMA JUNTA É UMA FRATURA COM PEQUENO DESLOCAMENTO DE ABERTURA E CUJO REJEITO PARALELO AO PLANO É AUSENTE OU DESPREZÍVEL.

Uma junta individual é uma fratura contínua com geometria plana ou curvo-plana, sendo que as

Boxe 8.1 Por que as juntas são importantes

- indicam paleoesforços (ortogonais a σ_3);
- aumentam a permeabilidade (água, petróleo, gás);
- são condutos para magma (diques);
- diminuem a resistência das rochas;
- podem ser reativadas como falhas;
- reduzem a estabilidade de taludes e controlam quedas de blocos;
- desestabilizam túneis e outros corpos rochosos explodidos;
- controlam erosão e topografia;
- controlam padrões de cavernas.

juntas planas são consideradas juntas regulares, e as não planas são denominadas juntas irregulares. Exemplos de juntas irregulares, não sistemáticas, são mostrados entre as juntas mais longas e regulares no esquema da Fig. 8.1B e nos sistemas poligonais na Fig. 8.1C. As juntas retilíneas, paralelas entre si e espaçadas por intervalos mais ou menos constantes são denominadas juntas sistemáticas (primeiro conjunto

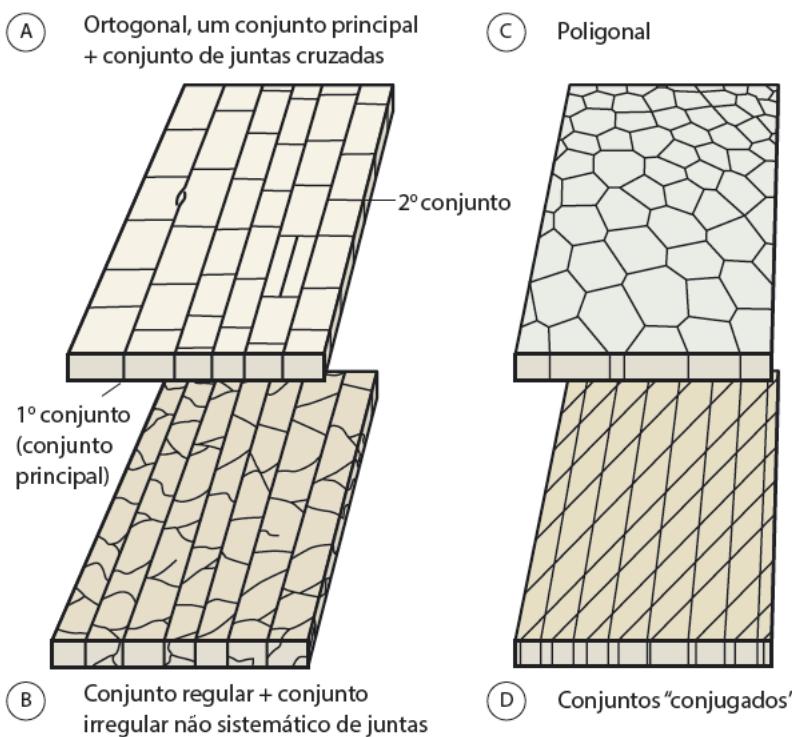


Fig. 8.1 Alguns padrões de juntas comuns. Note que os conjuntos de juntas “conjugados” não são de fato conjugados, porque ambos devem ter se formado em momentos diferentes (em diferentes campos de esforços)

híbridas – requer apenas uma fase de deformação (um campo de esforços). Nossa escolha do modelo tem importantes implicações na compreensão dos esforços e da história de deformação de uma dada região. Portanto, mesmo que juntas representem, por definição, fraturas extensionais, devemos ser cuidadosos ao interpretar fraturas similares a juntas em campo.

8.3 Como, quando e onde as juntas se formam

As juntas, bem como as fraturas extensionais em geral, formam-se em resposta a esforços gerados por processos tectônicos, sobrecarga ou variações de temperatura (Fig. 8.6). Como a sobrecarga cria um estado de esforços compressivos crescente com a profundidade e como há um esforço tracionial envolvido na formação das juntas, elas se formam mais facilmente na parte superior da crosta. Esforços tracionais verdadeiros são esperados apenas em níveis muito rasos, normalmente até no máximo poucas centenas de metros abaixo da superfície. Em superfície ou próximo a ela, o esforço tracionial pode gerar juntas e fraturas nas porções rúpteis, como nas camadas de basalto mostradas nas Figs. 5.5 e 7.8. As fraturas extensionais formadas por esforço mínimo σ_3 negativo (tracionial) são também conhecidas como fraturas de tração.

As fraturas extensionais também se formam em regiões mais profundas da crosta, mas apenas com a ajuda da atividade de fluidos pressurizados ao longo das fraturas. Em outras palavras, certa pressão de fluidos é necessária para tornar efetivo o esforço tracionial em um defeito de uma rocha (em que a junta pode se nuclear) ou na extremidade de um (micro)crack

preexistente. As fraturas que se formam sob elevada pressão de fluidos, que temporariamente excede o esforço compressivo (σ_3) mínimo remoto e a resistência à tração da rocha, são denominadas hidrofraturas.

EM TERMOS MECÂNICOS, HÁ DOIS TIPOS DE FRATURAS EXTENSIONAIS: FRATURAS DE TRAÇÃO (RASAS) E HIDROFRATURAS (QUALQUER PROFUNDIDADE).

O efeito da elevada pressão nos poros sobre o fraturamento é mostrado na Fig. 7.29: a pressão de fluidos pode levar o círculo de Mohr para a direita e, dependendo de seu raio em relação ao envelope de fraturamento, tocar o envelope no lado esquerdo (negativo) do diagrama e, portanto, causar a formação de uma fratura de tração (junta). Podemos expressar essa relação em termos de resistência à tração T da rocha, esforço mínimo remoto σ_3 e pressão de fluidos p_f :

$$p_f > \sigma_3 + T \quad (8.1)$$

Portanto, a pressão de fluidos deve exceder não apenas o esforço geral sobre a rocha, mas também o esforço tracionial necessário para romper a rocha. Em rochas sedimentares, p_f representa a pressão da água, óleo ou gás que ocupam os poros. No caso de rochas magmáticas, p_f é a pressão do magma.

Outra exigência para a formação de juntas é um moderado a baixo esforço diferencial. Se o esforço diferencial for grande, o círculo de Mohr irá tocar o envelope de ruptura em vez do ponto de resistência à tração (ponto c na Fig. 8.5), e fraturas de cisalhamento irão se formar, em vez de juntas.

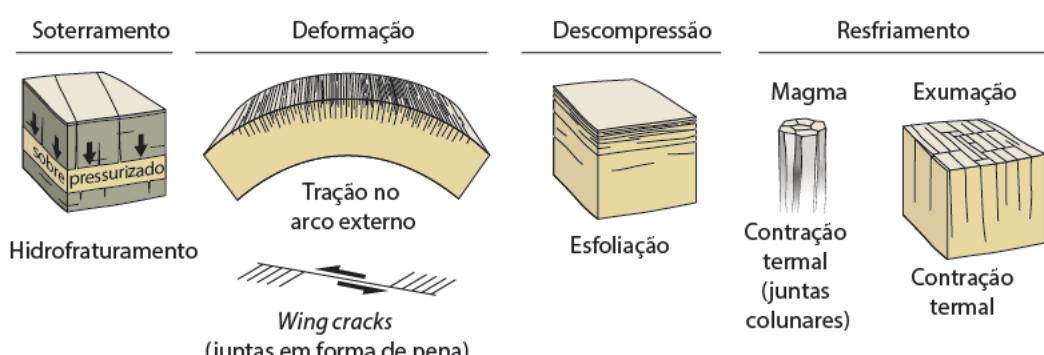


Fig. 8.6 Algumas das principais maneiras pelas quais as juntas podem se formar na crosta

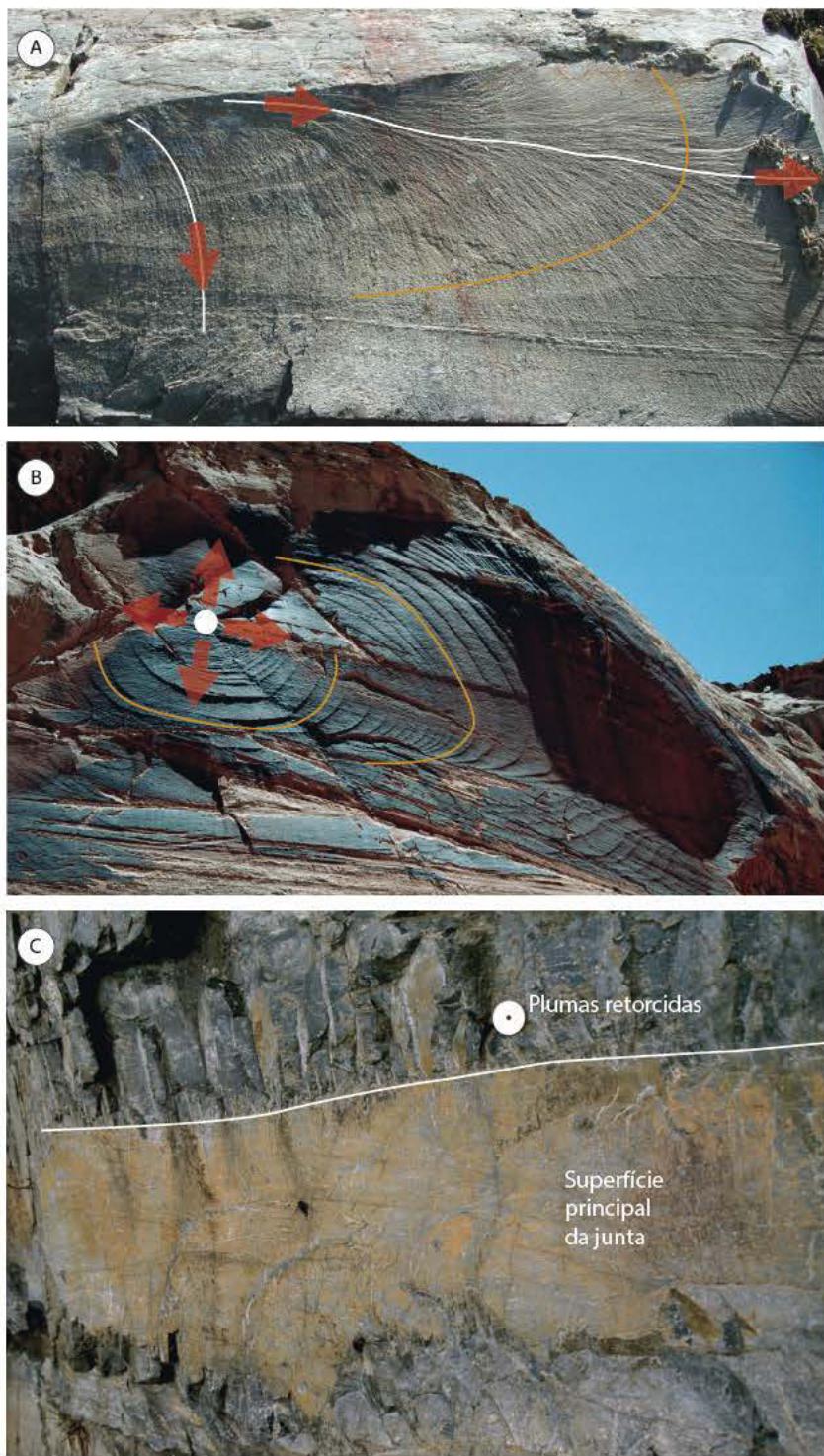


Fig. 8.19 (A) Sutis linhas de aprisionamento (linhas em laranja) e estruturas plumosas (linhas em branco) em metagrauvacas (Telemark, Noruega). (B) Linhas de aprisionamento de arranjo elíptico (em laranja) em uma parede de 50 m de altura no Arenito Navajo (Utah, EUA), indicando padrão de crescimento elíptico. As linhas vermelhas indicam a direção local de propagação em (A) e (B). O círculo branco representa o ponto de nucleação. (C) Marcas em plumas en echelon (plumas retorcidas) contornam fratura em metarriolito (Stord, Oeste da Noruega)

8.6 Interação entre juntas e idades relativas

Em geral há mais de um conjunto de juntas afetando uma rocha e, nesses casos, é interessante definir a cronologia relativa. A avaliação das idades relativas de juntas pode ser uma tarefa difícil, devido aos pequenos rejeitos associados com as juntas. Em outras

palavras, as relações de corte podem não ser evidentes. Não obstante, algumas pistas importantes podem estar contidas no modo como as juntas interagem.

A Fig. 8.1A mostra um padrão comum em que um conjunto é persistente, enquanto o outro está disposto de modo ortogonal e é limitado pelo primeiro, formando o que denominamos intersecções em T. Nessas

Falhas

9



As falhas afetam as camadas de rochas e introduzem “defeitos” no arcabouço litológico primário. Elas são estruturas geológicas extremamente intrigantes e fascinantes para os que trabalham com Geologia Estrutural, ainda que em alguns casos possam frustrar estratigráficos, geólogos de petróleo e de mineração por dificultarem o mapeamento geológico e a interpretação de dados sísmicos. Hoje sabemos mais sobre as falhas do que há poucas décadas, em razão principalmente dos avanços da indústria do petróleo. Elas também representam desafios para a disposição de resíduos e para a construção de túneis. As falhas ativas têm uma relação próxima com terremotos e desastres sísmicos. Neste capítulo, abordaremos a geometria, a anatomia e a evolução de falhas e de conjuntos de falhas, com exemplos e aplicações relevantes para a indústria do petróleo.



9.1 Terminologia de falhas

Enquanto as fraturas e outras descontinuidades abordadas nos Caps. 7 e 8 são estruturas relativamente simples, as falhas são muito mais complexas e podem acomodar grande quantidade de deformação na crosta superior. O termo falha é usado de diferentes modos, dependendo do contexto. Uma definição simples e tradicional seria:

UMA FALHA É QUALQUER SUPERFÍCIE OU FAIXA ESTREITA ONDE É VISÍVEL UM DESLOCAMENTO CAUSADO POR CISALHAMENTO.

Esta definição é praticamente idêntica à de fratura de cisalhamento, e alguns geólogos usam os dois termos como sinônimos. Alguns geólogos referem-se às fraturas de cisalhamento com rejeitos milimétricos ou centimétricos como microfalhas. Entretanto, há uma tendência para restringir-se o uso do termo *fratura de cisalhamento* às estruturas de pequeno porte e de aplicar-se o termo *falha* às estruturas mais bem desenvolvidas, com rejeitos da ordem de 1 m ou mais.

A espessura de uma falha é outro aspecto relevante. As falhas são, em geral, expressas como planos ou superfícies, tanto na linguagem oral como na escrita e nas ilustrações, mas um exame minucioso revela que elas formam uma faixa com uma espessura mensurável e com estruturas rúpteis subsidiárias. A espessura é, em geral, muito menor que o rejeito, e muitas ordens de grandeza menor que o comprimento da falha. Uma falha pode ser considerada como uma superfície ou como uma faixa, dependendo da escala de observação, dos objetivos e do grau de precisão necessário.

As falhas tendem a formar zonas complexas de deformação, com múltiplos planos de cisalhamento, fraturas subsidiárias e, em alguns casos, bandas de deformação. Isso é particularmente visível quando consideramos grandes falhas, com rejeitos de porte quilométrico. Elas podem ser consideradas falhas simples em um mapa ou em um perfil sísmico, mas poderão ser descritas em campo como um conjunto de planos de falha. Em outras palavras, a dependência da escala é fundamental para o geólogo estruturalista. Isso levou a maioria dos geólogos a considerar

as falhas como um volume de rochas deformadas de modo rúptil, volume este que é relativamente delgado em uma direção:

UMA FALHA É UM VOLUME TABULAR DE ROCHA COM UMA SUPERFÍCIE CENTRAL OU NÚCLEO DE CISALHAMENTO, ONDE O CISALHAMENTO É MAIS INTENSO, ENVOLTO POR UM VOLUME AFETADO EM MENOR GRAU POR UMA DEFORMAÇÃO RÚPTIL, QUE TEM RELAÇÃO ESPACIAL E GENÉTICA COM A FALHA.

O termo *falha* pode ainda ser aplicado a mecanismos de deformação (rúptil ou plástica). De modo informal, esse termo cobre tanto as descontinuidades rúpteis como as zonas de cisalhamento dúctil, dominadas pela deformação plástica. Isso está implícito quando discutimos grandes falhas que atravessam grandes porções da crosta em perfis sísmicos ou geológicos. O termo *falha rúptil* (em oposição à zona de cisalhamento rúptil) pode ser usado em casos em que é importante indicar o mecanismo de deformação. Na maioria dos casos, os geólogos implicitamente restringem o termo *falha* a deslizamentos ou descontinuidades causados por cisalhamento dominado por mecanismos de deformação rúptil, o que faz com que o termo *falha rúptil* seja algo redundante:

UMA FALHA É UMA DESCONTINUIDADE COM DESLOCAMENTO PARALELO ÀS SUAS PAREDES E DOMINADA POR MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO RÚPTIL.

As descontinuidades, nesse contexto, referem-se principalmente às camadas de rochas, ou seja, as falhas cortam as camadas de rochas, que se tornam descontínuas. Entretanto, as falhas também representam descontinuidades mecânicas e de deslocamento. A Fig. 9.1 ilustra como o campo de deslocamento varia rapidamente através das falhas, tanto em mapa como em perfil. Uma definição cinemática, particularmente útil para trabalhos experimentais e monitoramento de falhas ativas por GPS, pode ser acrescentada:

UMA FALHA É UMA DESCONTINUIDADE NA VELOCIDADE OU NO CAMPO DE DESLOCAMENTO ASSOCIADOS À DEFORMAÇÃO.

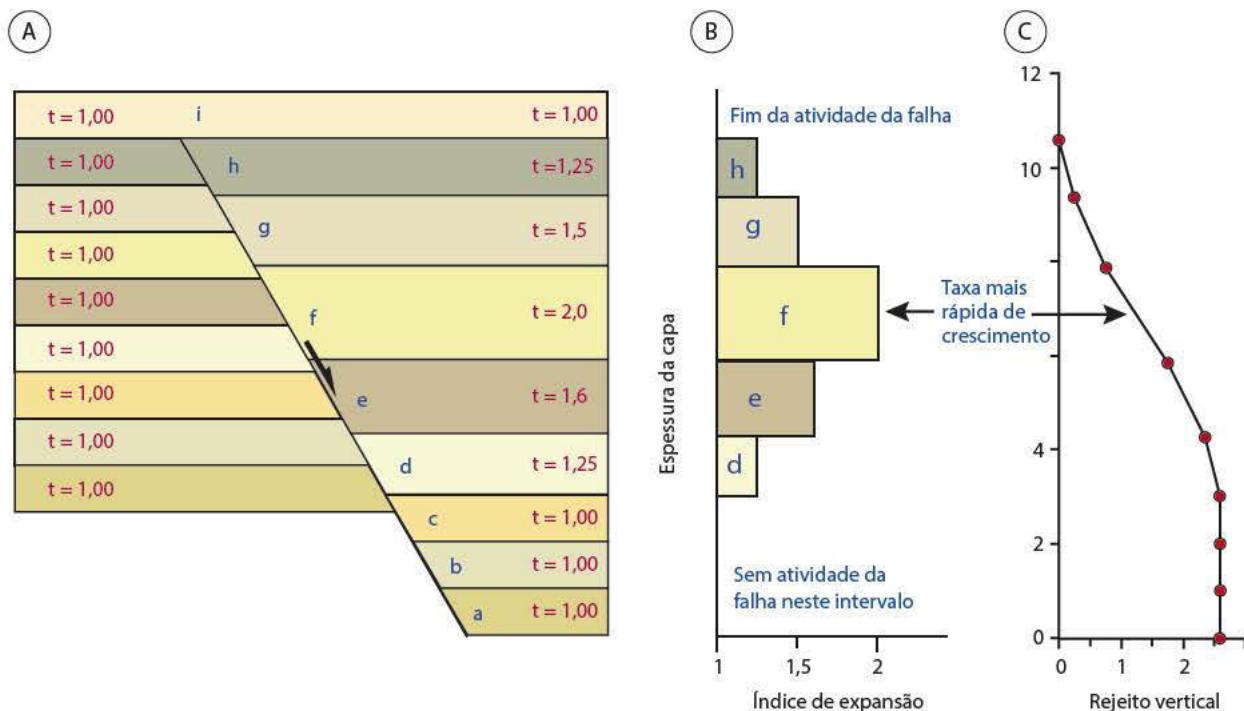


Fig. 9.11 Falha sindeposicional (simulada) em que a espessura de algumas camadas é maior sobre a capa: (A) seção vertical teórica em uma falha normal; (B) diagrama de índice de expansão; (C) diagrama de deslocamento

9.2 Anatomia de falha

As falhas registradas em perfis geológicos ou sísmicos são, em geral, representadas por linhas simples de espessura constante. Em detalhe, entretanto, as falhas raramente são superfícies simples ou zonas de espessura constante. De fato, elas são, em sua maioria, estruturas complexas formadas por uma quantidade praticamente imprevisível de elementos estruturais. Como há variações tanto ao longo como entre as falhas, não é fácil chegarmos a um modelo simples para descrever uma falha. Na maioria dos casos, é útil fazer uma distinção entre o núcleo da falha (ou superfície de deslizamento) e o volume ao seu redor, conhecido como zona de dano de falha, onde as rochas apresentam deformação rúptil (Fig. 9.12).

O núcleo da falha pode variar de uma simples superfície de deslizamento, com uma zona cataclástica de espessura milimétrica, a uma zona com várias superfícies de deslizamento ou até zonas intensamente cisalhadas com vários metros de espessura, onde apenas resquícios da rocha original estão preservados. Em rochas cristalinas, o núcleo da falha pode ser constituído por um material praticamente

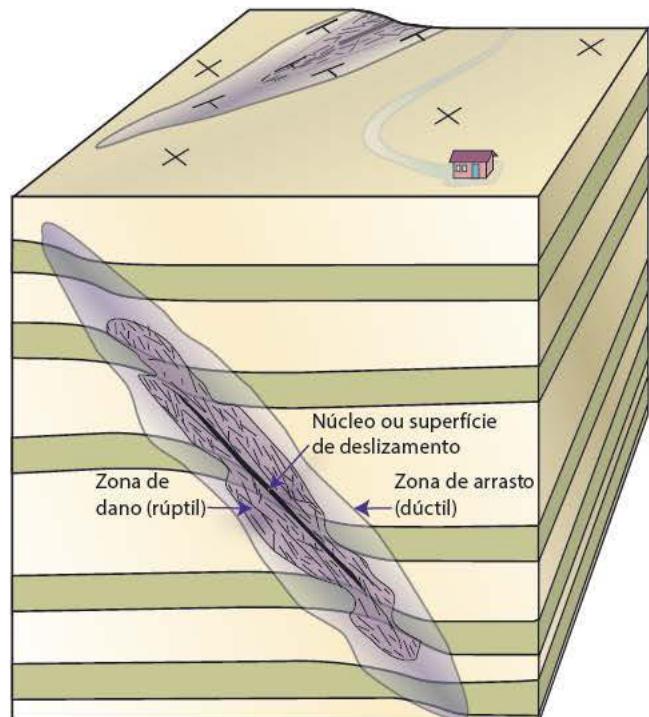


Fig. 9.12 Anatomia simplificada de uma falha

não coeso conhecido como *gouge* de falha, no qual argilominerais são formados a partir de feldspatos e outros minerais primários. Em outras situações,

As camadas encontram-se, em geral, flexionadas (dobradas) em torno de falhas, particularmente em rochas sedimentares. O termo clássico para esse comportamento é arrasto, que deve ser usado como um termo geométrico puramente descritivo. A zona de arrasto pode ser mais larga ou mais estreita que a zona de dano, ou pode até estar ausente. A distinção entre a zona de dano e a zona de arrasto se faz pelo caráter de deformação dúctil desta, enquanto a zona de dano é, por definição, restrita à deformação rúptil. Ambas as zonas são partes da zona de deformação associada às falhas. De modo geral, as rochas moles desenvolvem zonas de arrasto mais pronunciadas que as rochas rígidas.

9.3 Distribuição de rejeito

Em alguns casos, é possível mapear variações no rejeito ao longo de uma falha em campo, tanto na direção horizontal como na vertical. Em ambas as direções, as falhas tendem a mostrar um rejeito máximo na parte central do seu traço, com diminuição gradual em direção às extremidades (Fig. 9.15). O perfil de rejeito pode variar da forma linear à de sino ou elíptica. Os perfis de rejeito podem ser divididos naqueles que têm um máximo central bem definido (tipo pico) ou um perfil em forma de sino e naqueles que têm uma parte central larga, com rejeito aproximadamente constante (tipo platô).

AS FALHAS SIMPLES MOSTRAM, EM GERAL, UM AUMENTO GRADUAL NO REJEITO A PARTIR DE SUA EXTREMIDADE ATÉ A REGIÃO CENTRAL.

A coleta de dados para se estabelecer um perfil de rejeito com base em uma única falha pode ser uma tarefa difícil quando se pretende obter um quadro confiável da distribuição dos rejeitos na superfície da falha. Entretanto, blocos de dados sísmicos 3-D de alta resolução nos permitem traçar isolinhas de rejeito em diversas falhas. Estudos desse tipo dão suporte a modelos simples como os mostrados nas Figs. 9.15 e 9.16, em que o rejeito é maior na parte central de uma falha individual, decrescendo gradualmente em direção às extremidades – uma conclusão compatível com as observações de campo mencionadas nos parágrafos

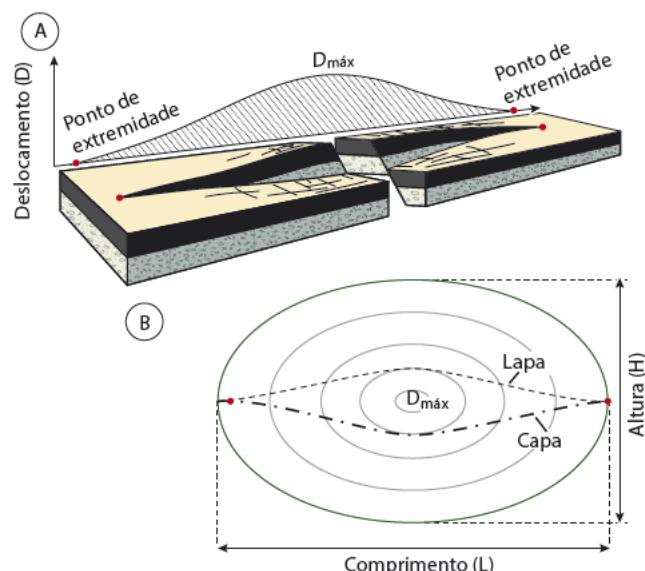


Fig. 9.15 (A) Esquema de uma falha ideal, isolada. O perfil indica um rejeito máximo próximo à sua região central. (B) Esquema do plano de falha com contornos de rejeito. As linhas pontilhadas representam as linhas de corte nas paredes da capa e da lapa, e a distância entre elas indica a separação do mergulho

anteriores. Entretanto, note que o modelo da Fig. 9.16, em que uma falha isolada tem uma linha elíptica de extremidade e contornos elípticos de rejeito, é altamente idealizado e não considera o efeito mecânico da estratigrafia (camadas com diferentes propriedades mecânicas) e as complicações decorrentes da interação com a falha. Muitas falhas naturais apresentam padrões de deslocamentos compostos, como a mostrada na Fig. 9.17D. Nesse caso há dois máximos, indicados pelas cores quentes. Os perfis de deslocamento lateral apresentam dois picos (Fig. 9.17E); esse tipo de padrão é normalmente explicado pela conexão entre falhas, em que duas falhas individuais se ligam para formar uma única falha contínua. A interação de falhas pode ser complexa, criando padrões de deslocamento igualmente complexos. Nesse caso, o mapeamento dos deslocamentos é extremamente importante para compreendermos a história de crescimento das falhas.

Um modelo elíptico geometricamente similar pode ser aplicado a veios e outras fraturas extensionais, onde os vetores de deslocamento são perpendiculares à fratura. Devemos enfatizar que o modelo elíptico

trica) de ultracataclasito, que podem ser consideradas o núcleo da falha.

AS FALHAS EM ROCHAS ALTAMENTE POROSAS FORMAM-SE A PARTIR DE ZONAS DE BANDAS DE DEFORMAÇÃO.

9.5.3 Zona de dano

O crescimento das bandas de deformação e/ou de fraturas ordinárias antes da formação de uma superfície de deslizamento através da rocha é relevante para o nosso entendimento da zona de dano. No momento da formação da superfície de deslizamento (falha), as fraturas preexistentes em seu entorno irão constituir a zona de dano. Assim que a falha estiver estabelecida, a zona de processo em frente da extremidade da falha avança com a expansão da falha, deixando atrás de si uma zona que será a zona inicial de dano (Fig. 9.26). Em uma rocha porosa, essa zona tende a ser formada por bandas de deformação. Como as falhas em rochas porosas se formam pelo falhamento das zonas de bandas de deformação (Fig. 9.25), o comprimento da zona de processo na banda de deformação tende a ser maior nas rochas porosas do que nas não porosas. Isso é particularmente válido se as bandas de deformação forem cataclásticas, situação em que a zona de processo pode atingir várias centenas de metros de comprimento.

Como as estruturas da zona de dano se formam além da extremidade de uma falha em propagação, as zonas de dano devem ser um pouco mais antigas que a superfície de deslizamento a ela associada.

Em consequência, a espessura e a deformação em uma zona de dano deveriam ser independentes do deslocamento da falha. Dados empíricos (Fig. 9.14A) mostram, entretanto, que esse não é o caso, apesar de a falha (superfície de deslizamento) representar a porção mais frágil da rocha e ser, portanto, suscetível a reativações sem a criação de mais danos nas paredes laterais. Isso acontece porque as falhas não são estruturas planas perfeitas, e tampouco se expandem dentro de um plano perfeito. As falhas são irregulares em muitas escaras, porque as rochas são, ao mesmo tempo, heterogêneas e anisotrópicas. Por exemplo, as falhas podem curvar-se ao encontrar uma camada litologicamente distinta ou ao conectar-se com outras falhas (Fig. 9.27). A Fig. 9.28 mostra um exemplo de como os danos podem ser produzidos nas vizinhanças de uma falha curva, com uma suave dobra-falha.

AS ESTRUTURAS NA ZONA DE DANO FORMAM-SE ANTES, DURANTE E DEPOIS DA FORMAÇÃO DE UMA SUPERFÍCIE DE DESLIZAMENTO (FALHA).

Se a falha for temporária ou localmente plana e suave, pode haver períodos de acumulação de rejeito sem qualquer deformação adicional nas rochas adjacentes, ou seja, sem que haja expansão da zona de dano. Entretanto, em locais onde as falhas se conectam ou se curvam, os danos podem ocorrer durante o crescimento da falha, causando um alargamento da zona de dano. Posteriormente, a falha pode definir um traçado mais plano através das zonas complexas, e a

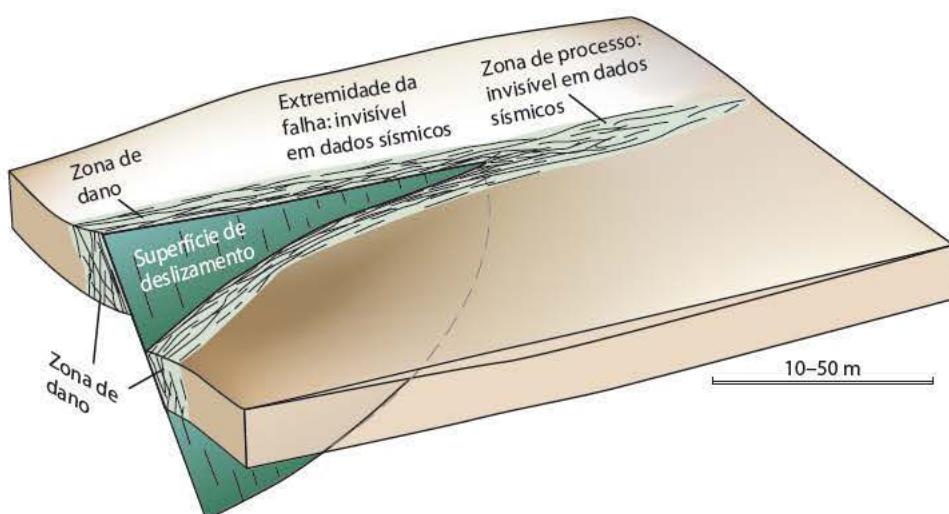
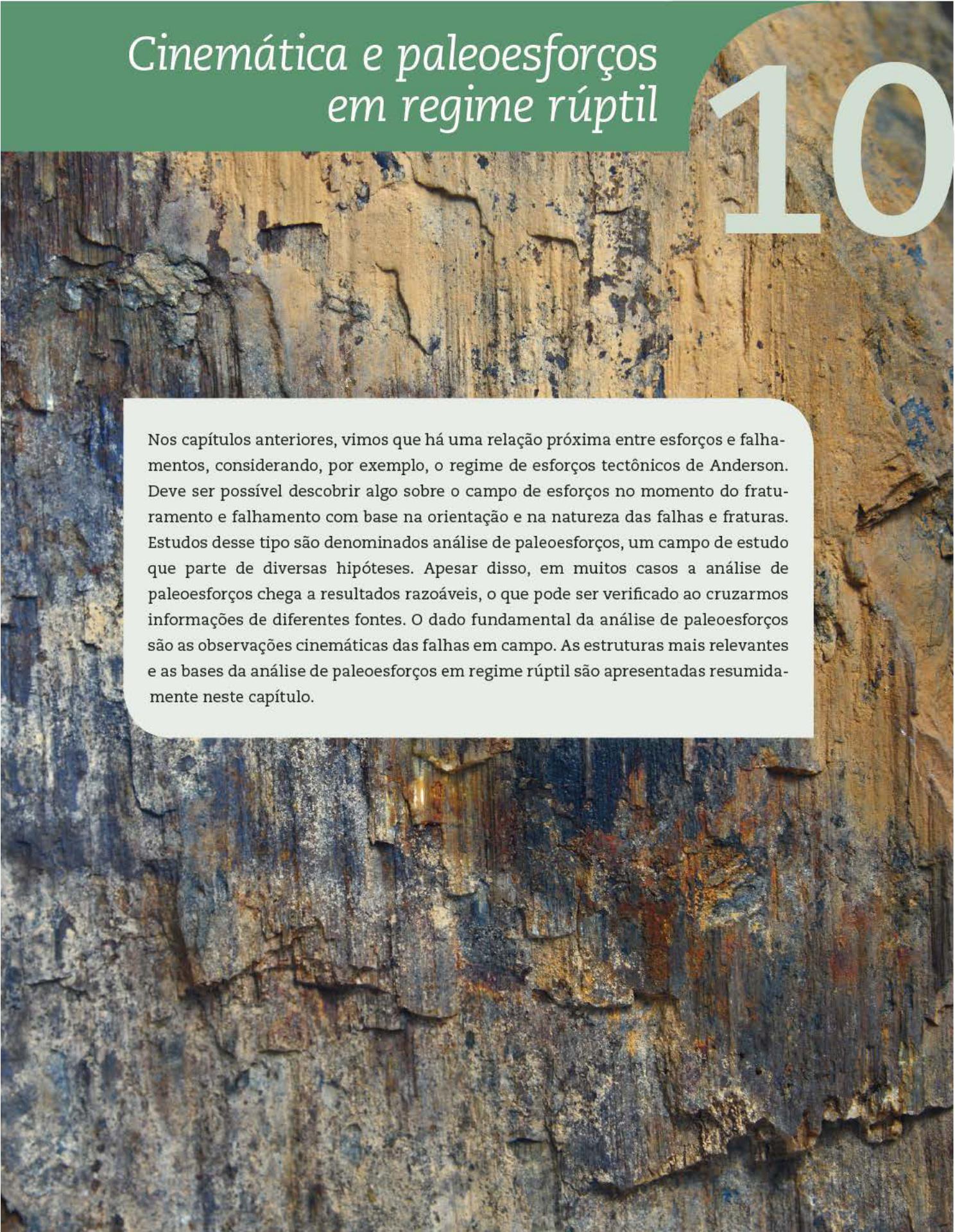


Fig. 9.26 Falha envolvida por uma zona de dano, o que significa que há uma zona de processo além da extremidade da falha, onde a rocha é “processada” antes da propagação da falha. A zona de processo pode contribuir para a compartimentação de reservatórios de petróleo
Fonte: Fossen et al. (2007).

Cinemática e paleoesforços em regime rúptil

10

Nos capítulos anteriores, vimos que há uma relação próxima entre esforços e falhamentos, considerando, por exemplo, o regime de esforços tectônicos de Anderson. Deve ser possível descobrir algo sobre o campo de esforços no momento do fraturamento e falhamento com base na orientação e na natureza das falhas e fraturas. Estudos desse tipo são denominados análise de paleoesforços, um campo de estudo que parte de diversas hipóteses. Apesar disso, em muitos casos a análise de paleoesforços chega a resultados razoáveis, o que pode ser verificado ao cruzarmos informações de diferentes fontes. O dado fundamental da análise de paleoesforços são as observações cinemáticas das falhas em campo. As estruturas mais relevantes e as bases da análise de paleoesforços em regime rúptil são apresentadas resumidamente neste capítulo.



10.1 Critérios cinemáticos

O vetor verdadeiro de deslocamento finito em uma superfície de falha pode ser encontrado diretamente onde um ponto na capa puder ser conectado a um ponto originalmente contíguo na lapa. Esses pontos podem ser charneiras de dobras ou outras estruturas lineares que tenham sido interceptadas pelo plano de falha.

Infelizmente, pontos como esses raramente são encontrados. Na maioria dos casos, ficamos satisfeitos se for possível correlacionar camadas ou refletores sísmicos entre os blocos falhados. Se a superfície da falha estiver exposta em afloramento, podemos usar as estrias (lineações) para estimar a orientação e o comprimento do vetor de deslocamento. Em geral, considera-se que as estrias indiquem a direção do rejeito. Entretanto, pode ser que elas revelem apenas a parte final da história de deformação, ou seja, os últimos rejeitos, e que as lineações relacionadas aos episódios anteriores de rejeito tenham sido obliteradas ou destruídas. Portanto, é necessária uma busca cuidadosa por lineações múltiplas, sobrepostas, quando se faz a análise de dados de rejeito em campo.

UMA LINEAÇÃO EM UMA SUPERFÍCIE DE DESLIZAMENTO PODE REPRESENTAR APENAS O ÚLTIMO DE MUITOS EVENTOS DE DESLOCAMENTO, E NÃO É NECESSARIAMENTE PARALELA AO VETOR DE DESLOCAMENTO TOTAL (FINITO).

Por vezes, não é possível correlacionar a estratigrafia ou os marcadores horizontais entre um lado e outro da falha. Nesse caso, não temos informações sobre as dimensões da falha (a largura da zona de dano e do núcleo da falha podem nos dar uma estimativa) e talvez nem saibamos se os movimentos da falha foram inversos ou normais, sinistrais ou destrais. A linhação na superfície de falha é útil, mas precisamos de mais critérios sistemáticos para determinar o sentido do rejeito. Tais critérios existem, ainda que muitos tendam a ser ambíguos. Por esse motivo, deve-se combinar o maior número possível de critérios cinemáticos para a análise cinemática de falhas.

10.1.1 Crescimento de minerais e estilolitos

As superfícies de falha nunca são estruturas perfeitamente planas, e indicadores cinemáticos relevantes

podem ser encontrados onde há irregularidades na geometria dessas superfícies. Onde uma irregularidade causa contrações locais, como em uma inflexão contracional (Fig. 10.1), podemos encontrar estruturas como estilolitos (Fig. 10.2) e “clivagens”. Inflexões com outra orientação, como na parte esquerda da Fig. 10.1, podem causar extensão e abertura de vazios, onde ocorre o crescimento de minerais. Um estudo da relação entre geometria da superfície de falha e ocorrência de estruturas contracionais versus extensionais pode revelar o sentido do rejeito com alto grau de certeza.

10.1.2 Fraturas subsidiárias

As pequenas fraturas que se desenvolvem ao longo de uma falha podem apresentar um arranjo geométrico que indica a direção do rejeito da falha. Essas peque-

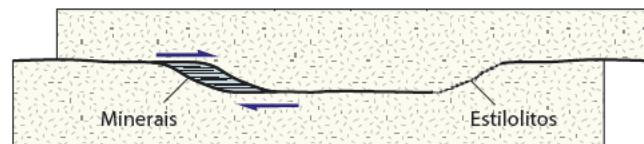


Fig. 10.1 Irregularidades no plano de falha criam degraus onde pode haver crescimento de minerais ou estruturas de encurtamento (estilolitos). A localização dessas estruturas em relação à geometria local da falha fornece informações confiáveis sobre o sentido do rejeito

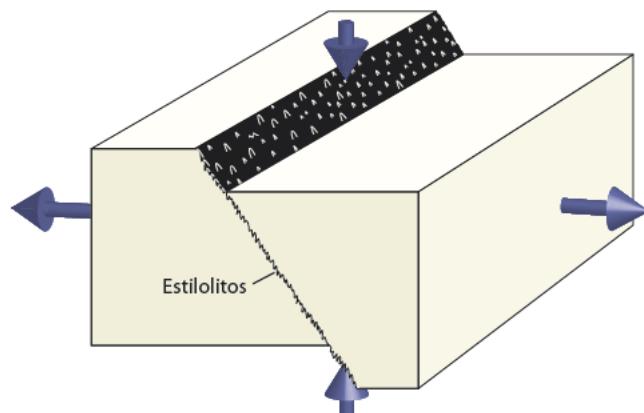


Fig. 10.2 Falhas com um componente de encurtamento através de sua superfície podem resultar em dissolução por compressão e formação de estilolitos em calcários e mármore. Podem-se formar estruturas estilolíticas lineares, denominadas esicolítos (slickolites), criando linhas paralelas à direção de deslocamento

contracionais (frontais ao deslocamento) e sem estrias nas faces extensionais (Fig. 10.3D) também podem ser consideradas como um critério P.

Os critérios R, que são os critérios cinemáticos mais usuais, são baseados no ângulo agudo entre R e M (Fig. 10.3F,G). As linhas de intersecção entre R e M têm ângulos altos (próximos a 90°) em relação às estrias em M; essas estruturas lineares retas (Fig. 10.3F) ou curvas (Fig. 10.3G) são comumente denominadas *chatter marks*. As falhas com pequenos rejeitos podem não ter desenvolvido um plano contínuo de cisalhamento ou superfície M, e, nesse caso, pode haver um arranjo *en echelon* de fraturas R (Fig. 10.3H) e, em alguns casos, de fraturas R'. As fraturas R estão agrupadas e as estrias são pouco desenvolvidas.

10.1.3 Arrancamento (*ploughing*), crescimento de minerais e espelhos de falha

As asperezas ou objetos relativamente mais resistentes (fragmentos de rochas, seixos ou grãos de minerais mais resistentes) em um dos lados do plano de falha podem escavar ranhuras ou estrias na parede do bloco oposto. Os materiais que estão na trajetória desses objetos são empurrados para o lado, enquanto uma cavidade em forma de meia-lua é aberta e, em geral, preenchida com material oriundo do bloco oposto. Uma crista (ou ranhura, dependendo do ponto de vista) pode, em alguns casos, ser encontrada à frente do objeto (Fig. 10.4). Tais lineações são, por vezes, denominadas lineações de ranhura e crista.

As cavidades em forma de meia-lua evoluem para ranhuras cujo comprimento corresponde idealmente ao deslocamento do objeto mais resistente em relação à superfície. Pelo menos é isso que gostaríamos que ocorresse. Mas há muitos exemplos de rejeitos de escala centimétrica que formam estrias de comprimento decimétrico ou mesmo métrico. Portanto, deve haver outros processos ocorrendo além da simples escavação da ranhura. Uma possibilidade é que algumas dessas estrias sejam enrugamentos, e não simplesmente ranhuras geradas por fricção. Estas são estruturas lineares formadas nos estágios iniciais do crescimento de fraturas e podem ser polidas e estriadas à medida que o rejeito se acumula. Isso

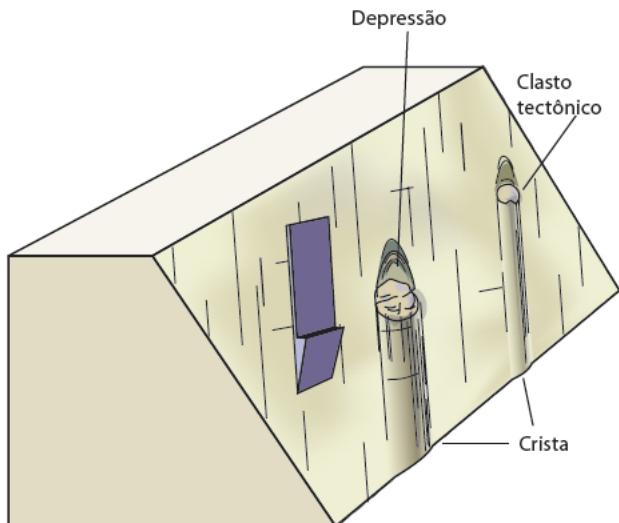


Fig. 10.4 Asperezas pontiagudas ou clastos tectônicos situados em uma superfície de falha podem formar depressões em um bloco e cristas no bloco oposto. As lineações desse tipo são de ranhura e crista

pode resultar em estrias longas e bem desenvolvidas, formadas em rejeitos muito pequenos (em escala centimétrica ou mesmo milimétrica). Portanto, as estruturas de enrugamento de falhas não refletem necessariamente a magnitude do rejeito no plano. As estrias são tipicamente (mas não exclusivamente) encontradas em superfícies polidas denominadas espelhos de falha, onde são denominadas estrias de atrito (slickenlines).

Além de estrias friccionais, pode ocorrer a cristalização de minerais no *lee side* das rugosidades (irregularidades), o que marca o sentido do rejeito. Quando os minerais se cristalizam como fibras, a orientação das fibras tende a ser próxima à direção do rejeito. Com frequência percebe-se que os minerais precipitados nas superfícies de deslizamento de falhas são, em seguida, afetados por novos episódios de rejeito. Portanto, é comum observarmos slickenlines formadas sobre um preenchimento mineral deformado em planos de falha. As lineações relacionadas a fraturas serão discutidas posteriormente (Cap. 14).

10.2 Esforços de falhas

As descrições de falhas para análise de paleoesforços devem incluir a direção e o mergulho da falha

Deformação em microescala



Este livro trata principalmente das estruturas visíveis em seções delgadas, afloramentos, mapas e imagens de satélite. Entretanto, é útil e interessante abordarmos também os processos e os mecanismos que ocorrem em escala de cristais e de estrutura cristalina. Esta é a escala de observação mais difícil de ser tratada, mas um entendimento básico é importante como base para a compreensão de estruturas em mesoescala. Há uma diferença importante entre mecanismos rúptis e plásticos de deformação. A deformação rúptil é brusca e violenta: as estruturas cristalinas são rompidas e permanentemente danificadas e enfraquecidas. Os mecanismos no regime plástico são mais complicados e lentos. Vários fatores influenciam na resposta em escala atômica de um cristal submetido a esforços, mas a temperatura é o fator isolado mais importante: a alta temperatura favorece os mecanismos de deformação plástica e suas microestruturas. Neste capítulo, revisaremos brevemente os mecanismos de deformação rúptil antes de abordarmos os fundamentos da deformação plástica em rochas e cristais.

11.1 Mecanismos de deformação e microestruturas

Quando uma rocha acumula deformação, alguns processos de deformação ocorrem em microescala, que fazem com que a rocha mude sua estrutura interna, sua forma ou seu volume. Os processos envolvidos podem variar; abordamos os processos rúpteis no Cap. 7 e há outros processos no regime plástico (Quadro 11.1). Se os processos em microescala causarem uma mudança na forma ou no volume da rocha, eles são denominados mecanismos de deformação:

A DEFORMAÇÃO É ACOMODADA PELA ATIVAÇÃO DE UM OU MAIS MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO EM MICROESCALA.

As estruturas que podem revelar o mecanismo predominante de deformação são, em geral, microscópicas e recebem o nome de microestruturas. Elas apresentam um intervalo de tamanho desde a escala atômica até a escala de agregados de cristais. A deformação intracristalina ocorre dentro de grãos minerais individuais. As menores estruturas de deformação desse tipo podem ser estudadas apenas ao microscópio eletrônico. Microestruturas intracristalinas maiores podem ser observadas ao microscópio óptico e abrangem fraturas de grãos, geminações de deformação e padrões ondulantes de extinção.

Quando os mecanismos de deformação produzem microestruturas que afetam mais de um grão mineral, tais como deslizamentos em contato de grãos ou fraturamento de agregados, a deformação é denominada intercristalina. A deformação intercristalina é particularmente comum na deformação rúptil.

Mecanismos de deformação e processos de deformação são termos próximos, por vezes usados como sinônimos. Entretanto, uma distinção entre eles pode ser útil. Alguns autores definem mecanismos de deformação como processos que levam à deformação. Há outras modificações microscópicas que podem ocorrer e que não causam deformação interna (*strain*), mesmo que possam estar relacionadas à deformação. Elas são consideradas processos de deformação e incluem rotação com recristalização, migração de limites de grãos (discutidas a seguir neste capítulo) e, em alguns casos, rotação rígida. Além disso, dois ou mais proces-

sos podem combinar-se para formar um mecanismo de deformação composto. Note que o termo *processo de deformação* também é usado com um sentido mais geral em outros campos da Geologia Estrutural.

Quadro 11.1 PANORAMA DOS PROCESSOS DE DEFORMAÇÃO NOS REGIMES RÚPTIL E PLÁSTICO

DEFORMAÇÃO RÚPTIL	fraturamento deslizamento friccional
FLUXO RÚPTIL	fluxo granular fluxo cataclástico
	deslizamento friccional rolamento fraturamento de grãos
FLUXO PLÁSTICO	difusão difusão plasticidade cristalina
	por via úmida em bordas de grãos em volume geminação fluência de deslocamentos

11.2 Mecanismos de deformação rúpteis versus plásticos

Os mecanismos de deformação rúptil dominam a crosta superior, enquanto os mecanismos de deformação plástica se tornam progressivamente mais importantes à medida que a pressão e, principalmente, a temperatura aumentam com a profundidade. Entretanto, mecanismos rúpteis também podem ocorrer nas partes mais profundas da litosfera, assim como mecanismos plásticos podem ocorrer próximo à superfície, em algumas situações. Isso acontece porque há outros fatores, além de pressão e temperatura, que controlam os mecanismos de deformação, como a reologia dos minerais submetidos a deformação, a disponibilidade de fluidos e a taxa de deformação. Enquanto os mecanismos de deformação rúptil dominam completamente a deformação de uma rocha granítica na crosta superior, a transição de um regime completamente rúptil para um regime completamente plástico é gradual. Há uma ampla faixa de condições físicas ou de profundidades na crosta onde os mecanismos rúpteis e plásticos coexistem. Para uma rocha granítica, por exemplo, quartzo e feldspato respondem de

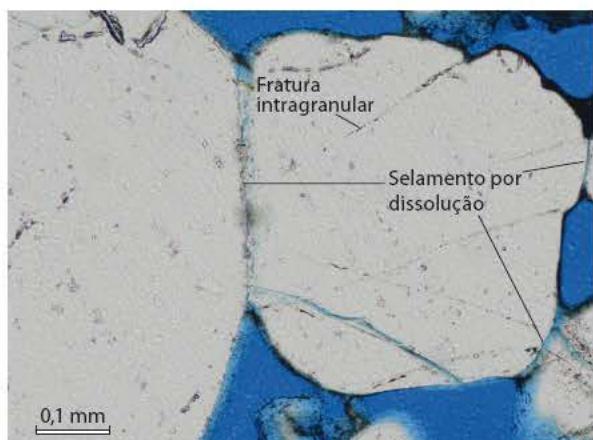


Fig. 11.9 Solução por pressão em contato de grãos no Arenito Nubiano (Sinai, no Egito). Note também as fraturas intragranulares

O deslizamento de limite de grãos acomodado por meio de difusão por via seca ou por via úmida pode ocorrer em altas temperaturas, quando a difusão é suficientemente rápida para modificar a forma dos grãos à medida que eles deslizam uns sobre os outros. Em contraste com o deslizamento friccional no regime rúptil, o deslizamento acomodado por difusão ao longo de limites de grãos não envolve fricção e não há abertura de vazios durante a deformação. Esse mecanismo de deformação, caracterizado por taxas de deformação relativamente rápidas sob baixo esforço diferencial, ocorre em rochas de granulação fina no manto e na crosta inferior, tipicamente após uma fase de redução de tamanho de grãos por recristalização dinâmica (fluência de deslocamento).

GRÃOS DE PEQUENAS DIMENSÕES FAVORECEM A DIFUSÃO, DEVIDO ÀS PEQUENAS DISTÂNCIAS ENTRE OS LIMITES DE GRÃOS (TRAJETÓRIAS DE DIFUSÃO CURTAS).

As rochas deformadas por deslizamento de limites de grãos resultante de difusão são sempre de granulação fina e podem acomodar grandes quantidades de deformação sem o desenvolvimento de qualquer trama de orientação preferencial dos minerais. O processo de deformação denominado fluência superplástica ou superplasticidade é dominado pelo deslizamento em limites de grãos em rochas de granulometria fina.

11.5.2 Deslocamentos e fluência de deslocamentos

Um deslocamento é uma linha móvel de defeitos que contribui para a deformação intracristalina por meio de um mecanismo de migração ou deslizamento. Deslizamento, nesse contexto, corresponde a uma frente de deslocamento dentro de um plano de deslizamento (Fig. 11.10), e não deve ser confundido com o deslizamento friccional associado à deformação rúptil ou com o rejeito de falhas. Os planos de deslizamento são direções cristalográficas relativamente frágeis, controladas pela estrutura cristalina, e são, em geral, planos com maior densidade de átomos. Em conjunto com o vetor de rejeito (vetor de Burger), um plano específico de rejeito define um sistema de rejeito. Os minerais têm um ou mais planos deste tipo, em geral, diversos, que podem ser ativados de modos variados, dependendo da temperatura e do estado de esforços. A mica, por exemplo, tem apenas um plano de deslizamento, enquanto o quartzo tem quatro. Tanto a magnitude do esforço diferencial como a orientação do campo de esforços em relação ao plano de rejeito determinam se um sistema de rejeito será ativo ou não, e o esforço crítico de cisalhamento resultante no plano deve ser suficientemente alto para que o sistema seja ativado.

A MAIORIA DOS MINERAIS TEM VÁRIOS SISTEMAS DE REJEITO QUE SÃO ATIVADOS EM UM DADO NÍVEL CRÍTICO DE ESFORÇO RESOLVIDO DE CISALHAMENTO. O NÍVEL DE ESFORÇO CRÍTICO É ALTAMENTE DEPENDENTE DA TEMPERATURA

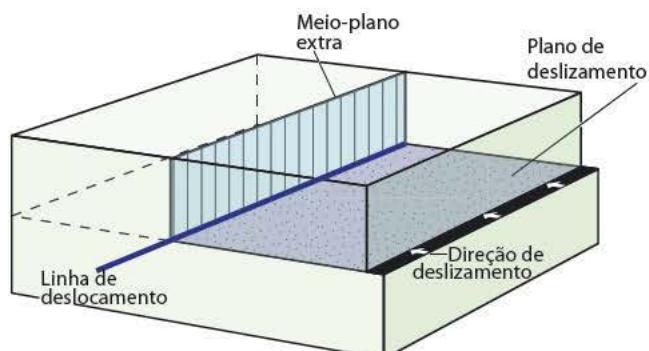
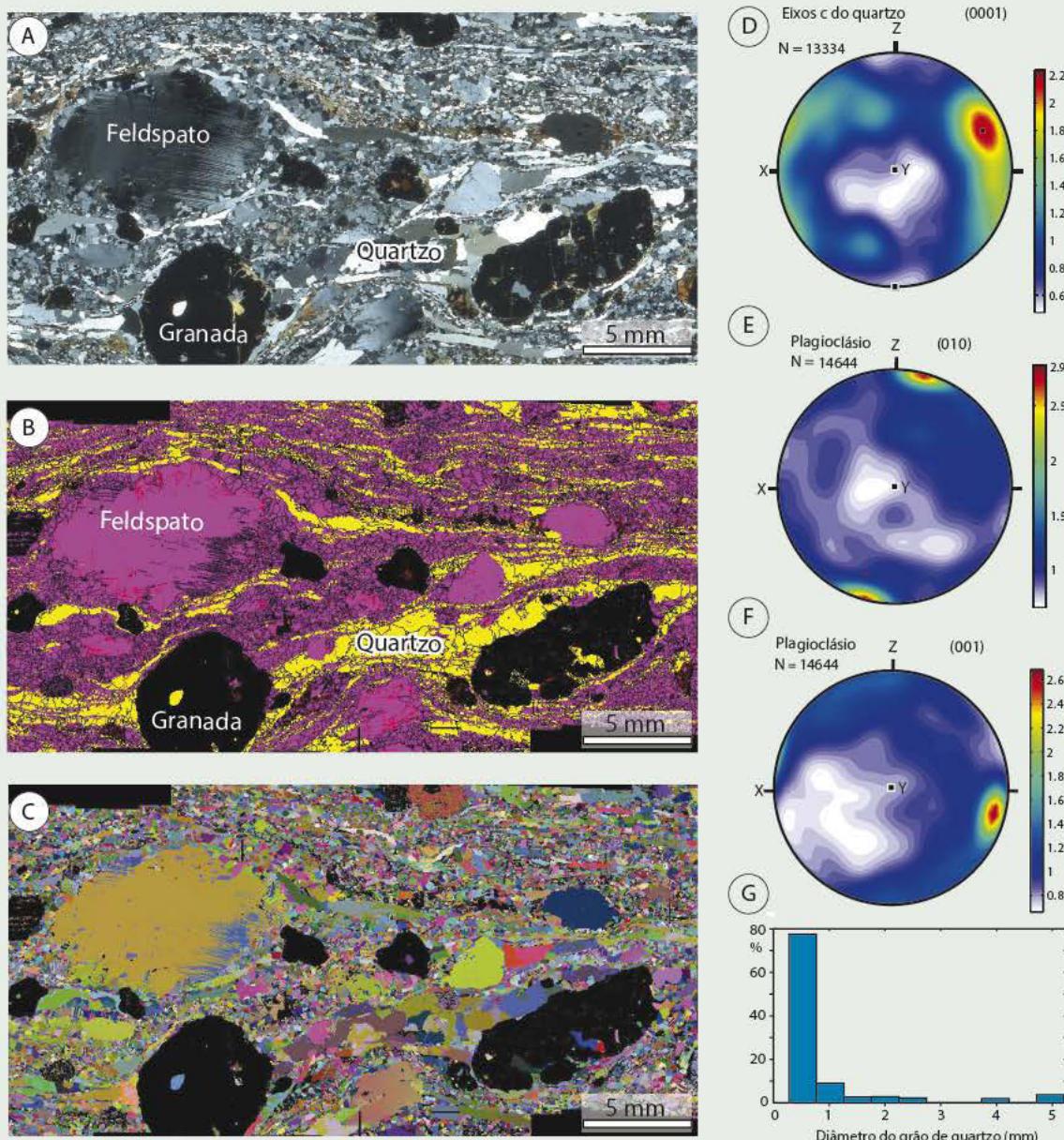


Fig. 11.10 Bloco-diagrama representando o conceito de linha de deslocamento, plano de deslizamento, meio-plano extra do retículo e direção de deslizamento para um deslocamento em linha. Compare-o com as duas próximas figuras

Fonte: baseado em Hobbs et al. (1976).

Boxe 11.4 A técnica EBSD (cont.)

ângulos de Euler são usados e codificados por cores (detalhes não mostrados). São apresentadas projeções de igual área de eixos cristalográficos selecionados, em especial a distribuição do eixo c do quartzo (D) e de dois eixos cristalográficos do feldspato ((010) e (001)) (E, F). O histograma de tamanho de grãos de quartzo também é apresentado (G). Esse exemplo é de uma zona de cisalhamento de alta temperatura da Faixa Ribeira, Brasil, e mostra padrões típicos de deformação em alta temperatura. A técnica de EBSD permite obter grande quantidade de informações microestruturais em tempo relativamente curto, informações que no passado demandariam longo tempo para sua obtenção ou que talvez até fossem impossíveis de se obter.



Exemplo de dados EBSD obtidos em seção delgada em amostra de zona de cisalhamento de alta temperatura, Faixa Ribeira, Brasil

Imagem: Carolina Cavalcante.

Dobras e dobramento

12



As dobras são estruturas visualmente atrativas e que podem formar-se em praticamente qualquer tipo de rocha, contexto tectônico e profundidade. Por tais motivos, elas são conhecidas, admiradas e analisadas desde muito antes de a Geologia tornar-se uma ciência (Leonardo da Vinci analisou dobras há cerca de 500 anos, e Nicholas Steno, em 1669). Nossa compreensão sobre o que são dobras e dobramento mudou com o passar do tempo. Os fundamentos do que podemos considerar a teoria moderna das dobras consolidou-se nas décadas de 1950 e 1960. As dobras, sejam observadas em micro, meso ou macroescala, são nossa janela mais importante para a história local e regional de deformação no passado. Suas formas trazem importantes informações sobre o tipo de deformação, a cinemática e a tectônica de uma área. Além disso, elas podem ter uma grande importância econômica, tanto como armadilhas para petróleo como na exploração de minérios e outros recursos minerais. Neste capítulo, iremos inicialmente abordar os aspectos geométricos das dobras e, a partir daí, discutir os processos e mecanismos ativos durante o dobramento.



12.1 Descrição geométrica

As dobras se formam quando estruturas inicialmente planas se transformam em estruturas curvas por deformação dúctil. É fascinante observar a formação e o desenvolvimento das dobras em laboratório; podemos aprender muito sobre dobras e dobramento por meio de experimentos em condições físicas controladas e simulações numéricas. A modelagem deve sempre ser baseada na observação de rochas naturalmente dobradas e, portanto, é fundamental a análise geométrica de dobras formadas em diferentes ambientes e tipos de rocha. A análise geométrica é importante não apenas para a compreensão de como os vários tipos de dobras se formam, mas também na avaliação de armadilhas para hidrocarbonetos e corpos de minério dobrados. Há uma grande quantidade de expressões descritivas em uso, pois as dobras existem em todas as formas e tamanhos. Assim sendo, iremos apresentar, neste capítulo, o jargão básico relacionado às dobras e à sua geometria.

12.1.1 Forma e orientação

As dobras são mais bem estudadas em seção perpendicular às camadas dobradas, ou seja, perpendicular à superfície axial (Fig. 12.1). Vamos considerar esta seção específica nas descrições ao longo de todo este capítulo, a menos que outra situação seja explicitamente indicada. Em geral, as dobras são formadas por uma charneira que liga dois flancos com orientações distintas. A charneira pode ser aguda e nítida, mas, geralmente, sua curvatura é gradual, definindo uma zona de charneira. Há uma grande variedade de dobras, desde as angulosas como as *kink bands* e as dobras em *chevron* (doras angulosas), até as charneiras arredondadas das dobras concêntricas (Fig. 12.2). A classificação das dobras em relação à curvatura da charneira é também denominada angularidade (*bluntness*).

A forma das dobras também pode ser comparada com funções matemáticas, caso em que podemos aplicar os conceitos de amplitude e comprimento de onda. As dobras não necessariamente têm a regularidade das funções matemáticas que aprendemos nas aulas de álgebra elementar. Mesmo assim, a análise harmônica simples (transformada de Fourier) tem

sido aplicada na descrição da forma de dobras, em que a função matemática é ajustada à superfície dobrada. A forma da transformada de Fourier usada pelos geólogos, nesse caso, é:

$$f(x) = b_1 \sin x + b_3 \sin 3x + b_5 \sin 5x \dots \quad (12.1)$$

Esta série converge rapidamente e, portanto, é suficiente considerar apenas os primeiros coeficientes, b_1 e b_3 , na descrição das dobras naturais. Com base nesse método, Peter Hudleston propôs um sistema de classificação visual de dobras (Fig. 12.3).

Em rochas compostas por múltiplas camadas, as dobras podem repetir-se com forma similar na direção do traço axial (Fig. 12.2A-C). Essas dobras são denominadas harmônicas. Se as dobras diferirem em comprimento de onda ou forma ao longo do traço axial, ou se desaparecerem nessa direção, elas são consideradas dobras desarmônicas.

O ponto de máxima curvatura em uma camada dobrada, localizado no centro da zona de charneira, é denominado ponto de charneira (Fig. 12.1). Os pontos de charneira conectam-se para formar uma linha de charneira, que é, em geral, curva, mas quando aparece como uma linha reta muitos geólogos, de modo impreciso, se referem a ela como eixo de dobra.

Isso nos leva a um importante elemento da geometria de dobras: a cilindricidade. Dobra com linhas de charneira retilíneas são dobras cilíndricas. Uma dobra cilíndrica pode ser vista como um cilindro parcialmente aberto, onde o cilindro pode ser definido por um número infinito de linhas imaginárias retilíneas e paralelas (linhas azuis na Fig. 12.4A), que têm atitude em comum (direção e cimento) e definem o eixo da dobra, mas não definem nenhum ponto fixo no espaço; são linhas imaginárias que representam o eixo da dobra, mas que não conectam os pontos de máxima curvatura (linha de charneira). Note, entretanto, que a cilindricidade não exige que um cilindro possa ser ajustado à dobra, mas que uma superfície dobrada possa ser delineada por uma linha reta que se move mantendo-se paralela a si mesma. Dependendo da escala de observação, todas as dobras são não cilíndricas, pois devem começar e terminar em algum lugar, ou transferir deformação para as dobras vizi-

dobras em campo, bem como na análise de outras estruturas cilíndricas, como as superfícies onduladas de falhas.

Outra propriedade conveniente das dobras cilíndricas é a possibilidade de projetá-las linearmente, por exemplo, de um plano para um perfil. Consideramos a cilindricidade ao projetarmos as estruturas mapeadas em um perfil geológico; esse método foi amplamente utilizado no início do século XX, nos mapeamentos dos Alpes Suíços, por geólogos como Emile Argand e Albert Heim. Como a validade dessas projeções se baseia na cilindricidade verdadeira das estruturas projetadas, a incerteza aumenta com a distância da projeção.

A superfície axial ou plano axial, se for perfeitamente plana, conecta as linhas de charneira de duas ou mais superfícies dobradas. Esse nome, porém, pode induzir a erros, já que não é diretamente relacionado ao eixo da dobra, como discutido acima; um nome mais lógico seria superfície de charneira. O traço axial de uma dobra é a linha de intersecção da superfície axial com a superfície de observação em afloramento ou em uma seção geológica. O traço axial conecta pontos de charneira nessa superfície. Note que a superfície axial não necessariamente bis-

secta os flancos (Fig. 12.2A). Também é possível haver dois conjuntos de superfícies axiais, que é o caso nas dobras em caixa, também chamadas de dobras con-

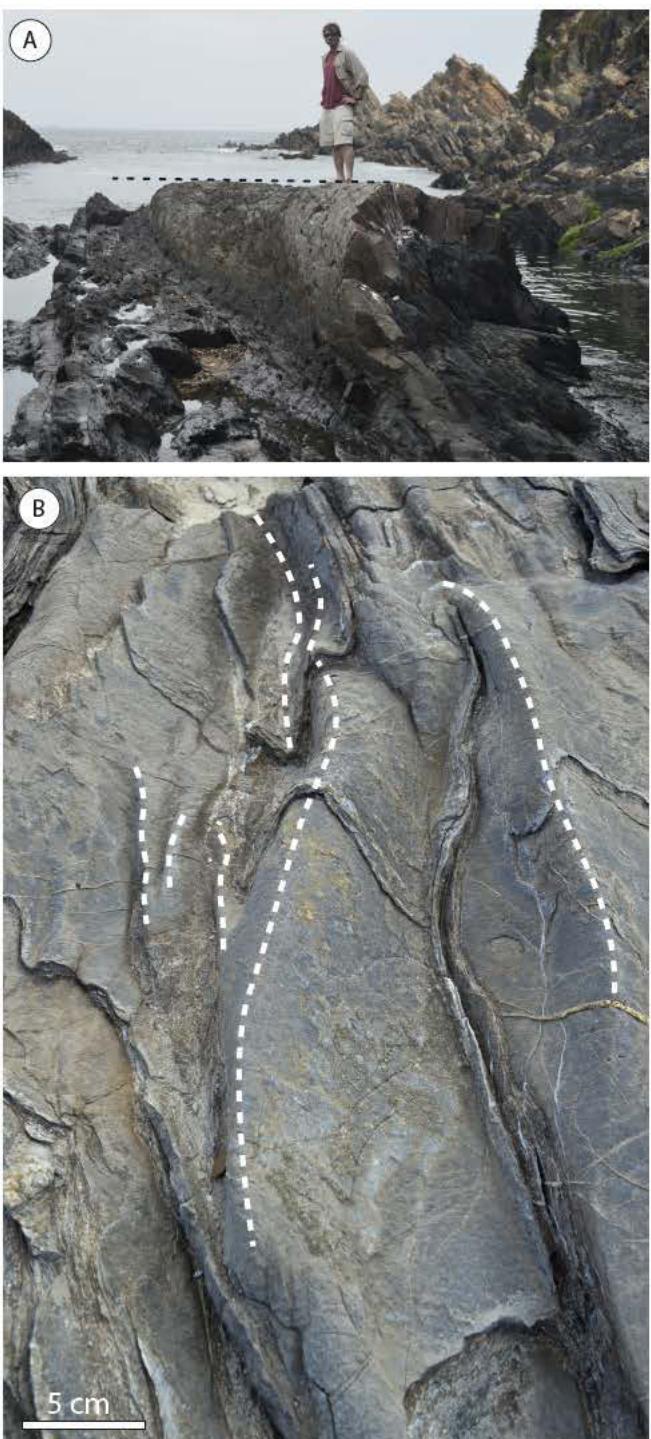


Fig. 12.5 (A) Camada de arenito dobrada em turbidito de Almograve, Portugal, mostrando geometria quase cilíndrica em escala de afloramento. (B) Dobras não cilíndricas, Córsega; algumas das cherneiras são delineadas por linhas tracejadas

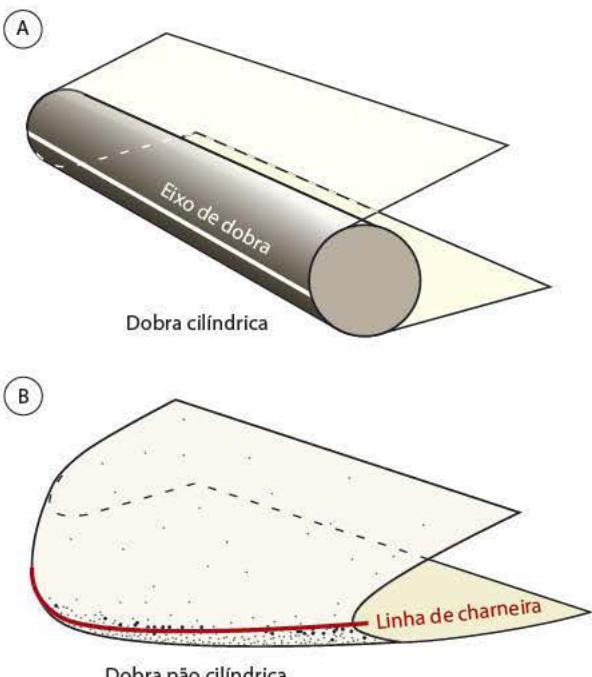


Fig. 12.4 Dobras de geometria cilíndrica e não cilíndrica



Fig. 12.32 Fraturas extensionais (veios) no arco externo, estirado, de camadas competentes dobradas; dobras em chevron em Varanger, no norte da Noruega

modificadas por dobras posteriores são denominadas dobras redobradas e os padrões resultantes são padrões de interferência de dobras. John Ramsay diferenciou quatro padrões principais, com base na orientação relativa dos planos axiais e dos eixos das dobras (Figs. 12.34 e 12.35). O tipo 1 é a estrutura clássica em domo e bacia; o tipo 2 é conhecido como tipo bumerangue (Fig. 12.36) e o tipo 3, como tipo em forma de gancho. Há, ainda, um padrão de tipo 0, definido por dois conjuntos idênticos de dobras, separados temporalmente. Esse padrão resulta apenas em estruturas dobradas mais fechadas.



Fig. 12.33 Problemas de compatibilidade de charneira resolvidos por colapso dúctil de charneira e falhamento inverso. Detalhe da Fig. 17.23 (dobras de deformação glaciotectônica). A altura do afloramento é de cerca de 13 m

Os quatro padrões mostrados na Fig. 12.34 representam extremos de uma gama de possíveis padrões de interferência, como indicado na Fig. 12.35. Note que a aparência em afloramento depende da seção através das estruturas dobradas e dos mecanismos

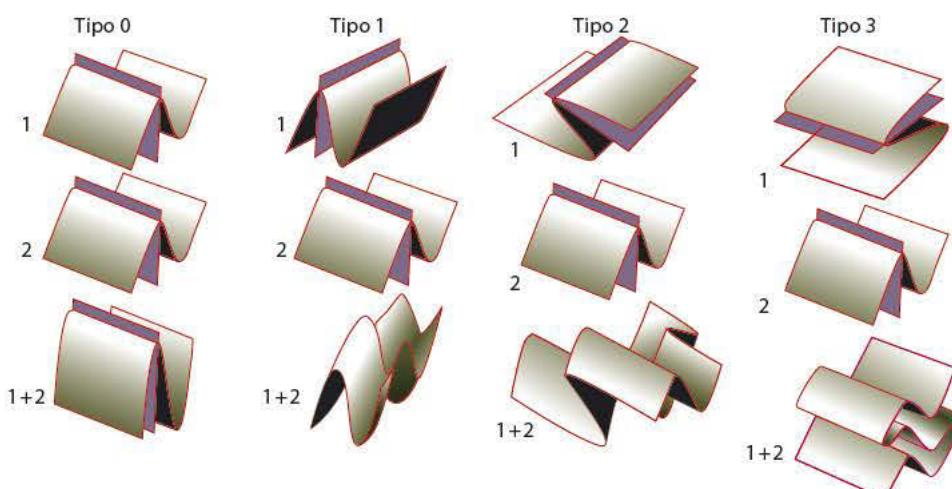
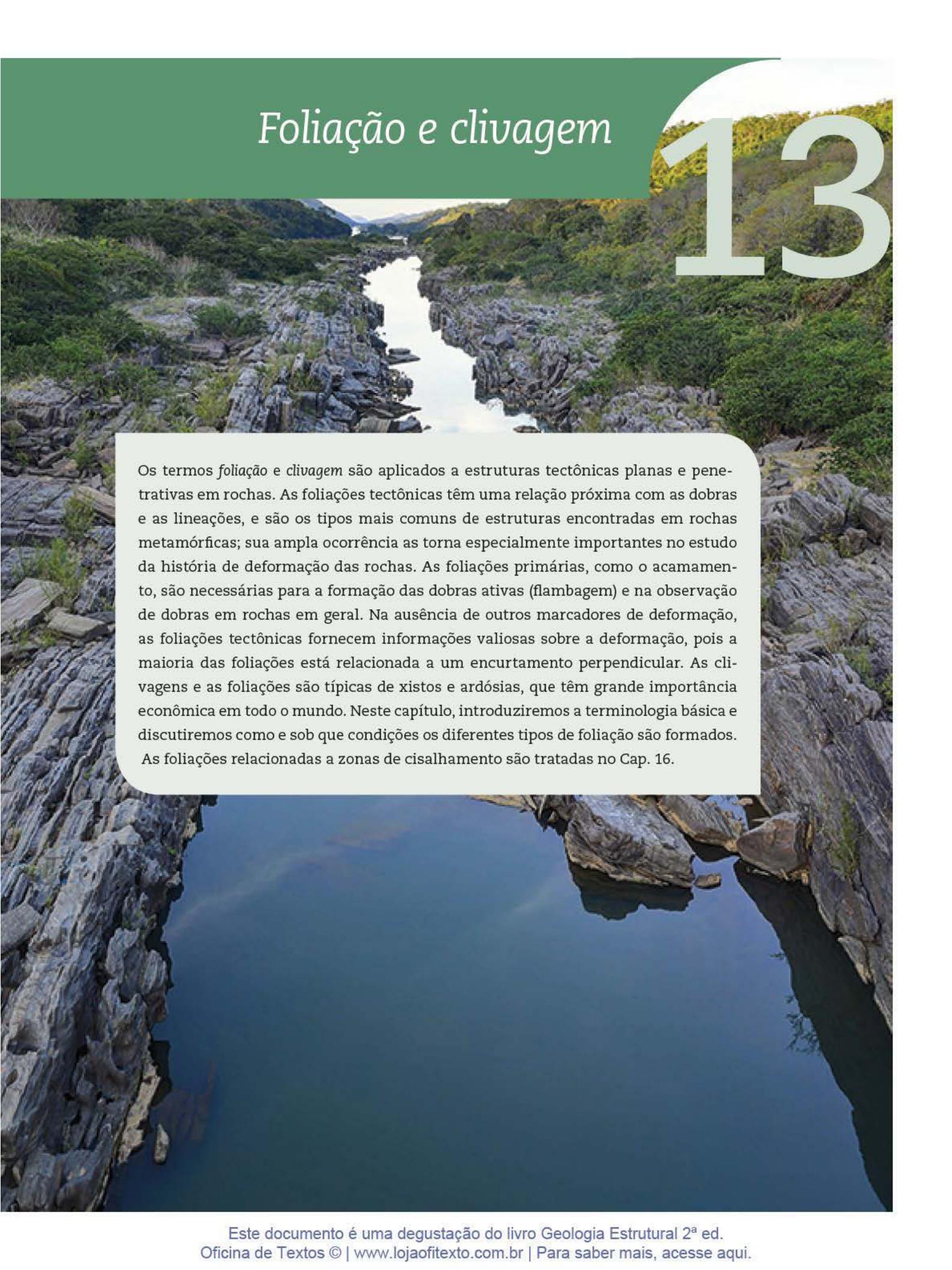


Fig. 12.34 Principais tipos de superposição de dobras (1 + 2, abaixo) formados por superposição do sistema 2 sobre o sistema 1
Fonte: baseado em Ramsay (1967).

Foliação e clivagem

13



Os termos *foliação* e *clivagem* são aplicados a estruturas tectônicas planas e penetrativas em rochas. As foliações tectônicas têm uma relação próxima com as dobras e as lineações, e são os tipos mais comuns de estruturas encontradas em rochas metamórficas; sua ampla ocorrência as torna especialmente importantes no estudo da história de deformação das rochas. As foliações primárias, como o acamamento, são necessárias para a formação das dobras ativas (flambagem) e na observação de dobras em rochas em geral. Na ausência de outros marcadores de deformação, as foliações tectônicas fornecem informações valiosas sobre a deformação, pois a maioria das foliações está relacionada a um encurtamento perpendicular. As clivagens e as foliações são típicas de xistos e ardósias, que têm grande importância econômica em todo o mundo. Neste capítulo, introduziremos a terminologia básica e discutiremos como e sob que condições os diferentes tipos de foliação são formados. As foliações relacionadas a zonas de cisalhamento são tratadas no Cap. 16.

13.1 Conceitos básicos

13.1.1 Trama

Em Geologia Estrutural, trama é um termo usado para descrever componentes penetrativos distribuídos em maciços rochosos (Figs. 13.1 e 13.2). A trama pode ser composta por minerais achatados ou alongados segundo uma orientação preferencial. Os exemplos incluem lâminas de mica em um micaxisto ou aciculas de actinolita em um actinolitaxisto.

UMA TRAMA É FORMADA POR MINERAIS E AGREGADOS DE MINERAIS SEGUNDO UMA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL PENETRATIVA NA ROCHA COM ESPAÇAMENTO EM ESCALA MICROSCÓPICA A CENTIMÉTRICA.

O fato de a trama consistir de elementos penetrativos significa que os minerais restritos à superfície da fratura não formam uma trama, mesmo se estiverem perfeitamente alinhados. O espaçamento entre os elementos que constituem uma trama é tipicamente menor que 1 cm, o que exclui conjuntos de falhas ou pequenas zonas de cisalhamento.

Minerais, agregados de minerais, seixos em conglomerados etc. podem arranjar-se de diferentes modos e gerar diferentes tipos de tramas. É importante distinguir entre tramas lineares, planas e aleatórias. Uma trama linear é caracterizada por elementos alongados com orientação preferencial. Uma trama plana contém minerais tabulares ou laminares, ou outros objetos “achatados” com orientação preferencial. Ela não define necessariamente um plano no sentido matemático – os elementos estruturais planos, em geral, curvam-se em torno de objetos rígidos e podem ser afetadas por dobramentos subsequentes. De fato, o termo trama curvo-plana seria mais apropriado em alguns casos. Uma trama aleatória é aquela onde não há orientação preferencial. Tramas completamente aleatórias não são comuns em rochas, mas tramas aproximadamente aleatórias podem ocorrer em rochas sedimentares (clastos, oóides) e ígneas (fenocristais) não deformadas. Clastos e fenocristais podem adquirir uma orientação preferencial durante sua sedimentação ou cristalização. As tramas primárias ou, mais especificamente, as tramas

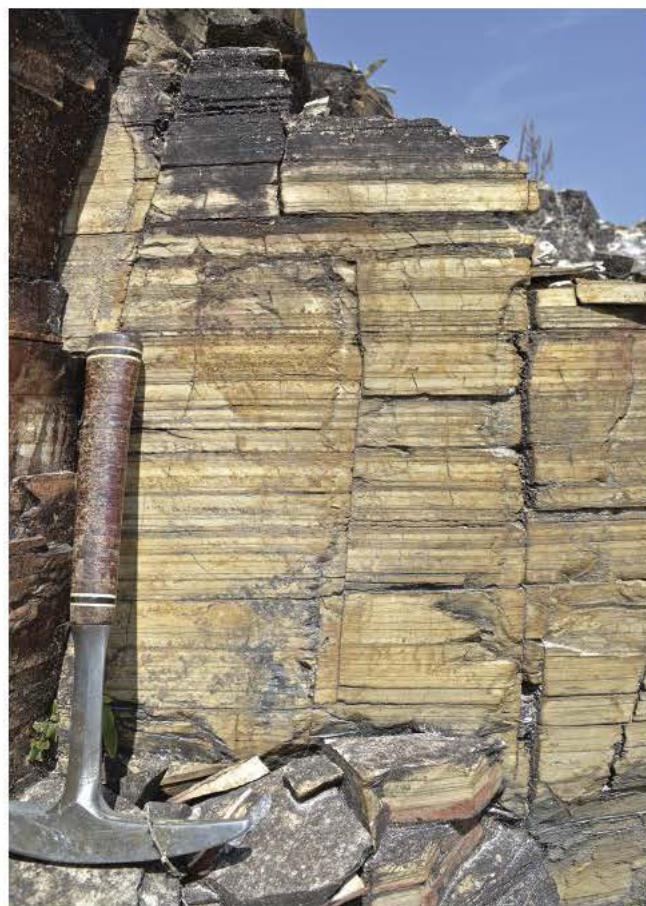


Fig. 13.1 Foliação horizontal bem desenvolvida (xistosidade), desenvolvida em quartzo xisto, próximo à base da Nappe de Passos, porção sul da Faixa Brasília, Brasil

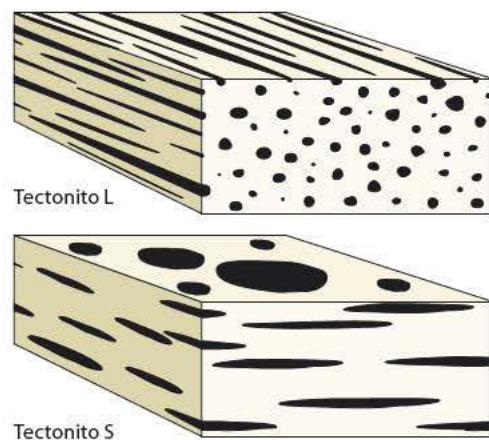


Fig. 13.2 Trama é uma configuração de objetos penetrativos na rocha. Objetos lineares formam tramas L (acima) e objetos planos formam tramas S (abaixo). Essas rochas são denominadas tectonitos L e S, respectivamente

de modo diferente aos esforços e à temperatura. Os filossilicatos são particularmente importantes no desenvolvimento de clivagens. Em geral, se não houver filossilicatos na rocha, não haverá a formação de uma clivagem ou xistosidade bem marcada. A formação de clivagem em rochas calcárias é controlada pela mobilidade dos carbonatos e pela facilidade de formação de estilolitos.

Vamos considerar aqui os tipos mais comuns de foliação desenvolvidos por deformação durante o metamorfismo progradante, ou seja, quando uma rocha é soterrada em profundidades progressivamente maiores.

A CLIVAGEM É UMA VERSÃO DE BAIXA TEMPERATURA DA FOLIAÇÃO E É MAIS BEM DESENVOLVIDA EM ROCHAS COM ABUNDANTES MINERAIS PLACOIDES.

13.3.1 Clivagem de compactação

A primeira foliação secundária formada em rochas sedimentares é relacionada à sua história de compactação. A reorientação de grãos minerais e o colapso dos poros resultam na acentuação e no retrabalhamento da foliação primária (acamamento). Em uma argila ou argilito, o resultado é um folhelho com nítida clivagem de compactação (Fig. 13.7A). Nesse processo ocorre também dissolução; alguns quartzitos apresentam suturas de dissolução por pressão. Essas estruturas são mais comuns em calcários, onde a dissolução de carbonatos produz suturas sub-horizontais e irregulares, com quartzo ou carbonato sendo dissolvidos e outros minerais residuais sendo concentrados. As suturas podem ser estilolitos ou suturas de dissolução por pressão, e a foliação é denominada clivagem estilolítica (Fig. 13.5, à esquerda), que é um tipo de clivagem de dissolução (por pressão).

O espaçamento entre as suturas em rochas calcárias geralmente é de vários centímetros. De fato, as superfícies estilolíticas podem ser espaçadas demais para definir uma clivagem. Por outro lado, a clivagem de compactação em folhelhos é reconhecível ao microscópio como uma clivagem contínua. As clivagens não tectônicas são, em geral, consideradas como foliações S_0 .

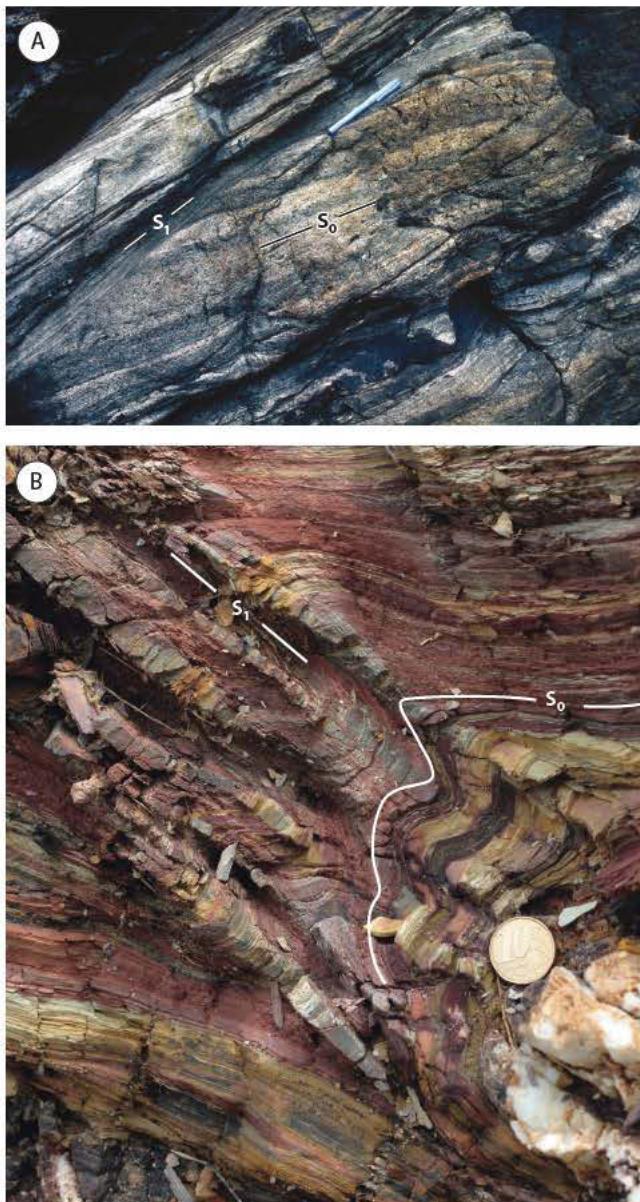


Fig. 13.6 (A) Duas gerações de foliações em metagabbrô em um fragmento de ofiólito caledôniano. O acamamento magmático primário (S_0) foi retrabalhado por uma foliação de cisalhamento (S_1) durante o Caledôniano; (B) Formação precoce e local de clivagem em argilito. A formação de clivagem é associada a dobramentos em pequena escala próximos a um bolsão de quartzo. Sucessão de foreland Sergipano, Brasil

13.3.2 Desenvolvimento tectônico inicial e clivagem disjuntiva

Uma foliação tectônica geralmente se forma quando uma rocha sedimentar é exposta a esforços tectônicos, que causam progressivo encurtamento horizontal das

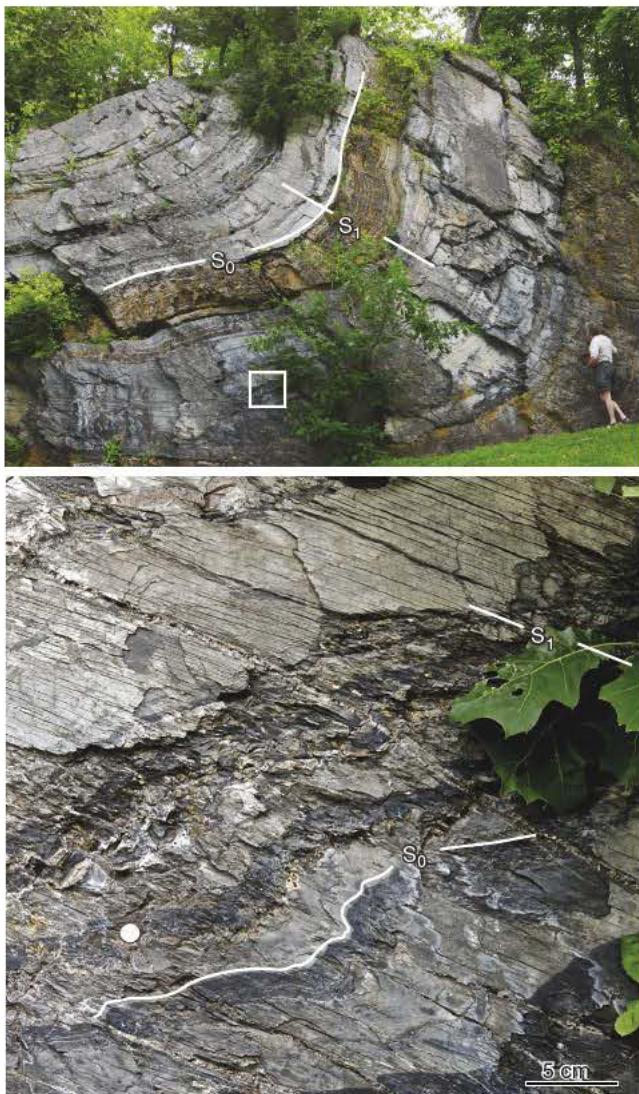


Fig. 13.12 Clivagem ardósiana distinta em metassedimentos de grau metamórfico muito baixo, em plano axial de sinclinal inclinada de larga escala. S_0 = acamamento, S_1 = clivagem. Scotch Hill Sinclinal, Vermont, EUA

a orientação do plano axial e a da clivagem. De fato, a orientação da clivagem pode variar de uma camada para outra. Essa variação ocorre entre camadas com contraste de competência ou viscosidade e é denominada refração de clivagem. Quanto maior o contraste de competência, maior a refração.

A clivagem pode formar diversos padrões na zona de charneira. A Fig. 13.13 mostra um desenho dos padrões de clivagem desenvolvidos em camadas incompetentes de folhelho entre camadas de arenito, em nappes caledonianas em Finnmark, Noruega. Em

geral, a clivagem é perpendicular ao eixo de encurtamento, ou seja, representa o plano XY do elipsoide de deformação. O padrão visto na zona de charneira em camadas de folhelho é particularmente interessante. Na parte superior, a clivagem (e o plano XY) é perpendicular ao acamamento, o que é consistente com encurtamento paralelo à camada competente. Na parte inferior do folhelho, a clivagem paralela ao acamamento ajusta-se ao estiramento do arco externo da camada inferior de arenito. Entre essas zonas, há um local onde a clivagem desaparece, que é o chamado ponto neutro (Fig. 13.13). A superfície neutra encontrada em dobrões clássicas de flambagem (ver Cap. 12) não está presente devido à influência do cisalhamento flexural. Mesmo em camadas competentes, um componente de cisalhamento flexural reduz a superfície neutra a um ponto neutro (Fig. 13.14C).

O padrão de clivagem mostrado na Fig. 13.13 nem sempre ocorre. De fato, é mais comum encontrarmos uma clivagem contínua entre camadas competentes e incompetentes (Fig. 13.14A), ou a clivagem desenvolvida apenas na camada incompetente. O padrão final de clivagem está ligado à história inicial de deformação, porque ele é influenciado pela quantidade de encurtamento paralelo ao acamamento anterior à formação da clivagem. Mais especificamente, a clivagem será contí-

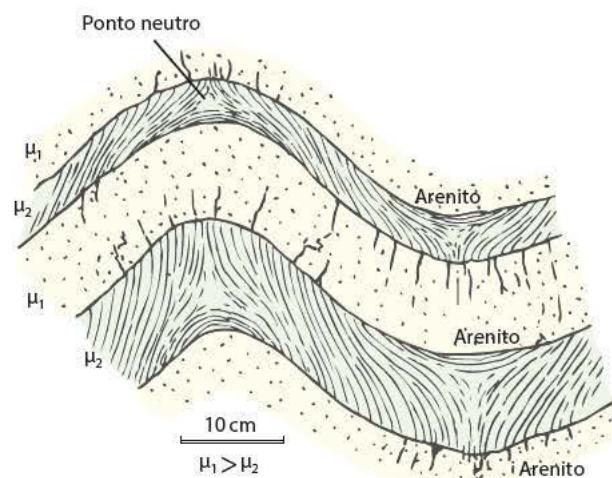


Fig. 13.13 Camadas dobradas de arenito e folhelho. A clivagem não plana no folhelho (em verde) reflete variações locais na orientação do plano XY . Note que não há clivagem nos pontos neutros. Compare com a próxima figura.
Fonte: Roberts e Strømgård (1972).

Lineações

14

As estruturas lineares caminham de mãos dadas com as estruturas planas em rochas deformadas; elas são estruturas mesoscópicas que apontam para uma direção específica. Já abordamos o papel das lineações encontradas em superfícies de deslizamento e como elas podem ser indicadoras cinemáticas e de paleoesforços. As lineações são mais comuns em rochas metamórficas, onde elas geralmente estão associadas à deformação e às direções de transporte ou cisalhamento. Neste capítulo, vamos separar diferentes tipos de lineações comumente encontrados em rochas deformadas e discutir sua origem e implicações.

14.1 Terminologia básica

O termo **lineação** é usado para descrever elementos lineares que ocorrem em uma rocha, como as estruturas lineares observadas no gnaisse da Fig. 14.1. Diversas estruturas lineares primárias ou não tectônicas podem ocorrer em rochas deformadas e não deformadas. Nas rochas magmáticas podem ocorrer lavas em cordas, lineações de fluxo e juntas colunares em basaltos, ao passo que nas rochas sedimentares podem ocorrer alinhamentos dos eixos mais longos de seixos não esféricos, sulcos e alinhamentos de fósseis. Neste livro, estamos interessados em estruturas lineares resultantes de deformação, embora as estruturas primárias possam ser relevantes, como no caso das lineações de intersecção entre S_0 e S_1 (ver adiante).

UMA LINEAÇÃO É UM ELEMENTO DE TRAMA NO QUAL UMA DIMENSÃO É CONSIDERAVELMENTE MAIOR QUE AS OUTRAS DUAS.

Os elementos de trama que constituem as estruturas tectônicas lineares são objetos físicos alongados, tais como agregados minerais ou seixos de conglomerados deformados, linhas de intersecção entre dois conjuntos de estruturas planas, e estruturas lineares definidas geometricamente, como linhas de charneira de dobras e eixos de crenulação. Podemos distinguir entre lineações penetrativas, que definem uma trama linear ou uma trama L, lineações superficiais, que se restringem a uma superfície (p. ex., estrias de atrito), e lineações geométricas não físicas, como os eixos de dobras e as lineações de intersecção.

Lineação não deve ser confundido com lineamento, termo usado para estruturas lineares em escala de mapas topográficos, fotografias aéreas, imagens de satélite ou em modelos digitais de terreno. A maioria dos lineamentos corresponde à intersecção de estruturas planas, como fraturas e foliações com a superfície do terreno.

14.2 Lineações relacionadas à deformação plástica

As lineações penetrativas são encontradas quase que exclusivamente em rochas deformadas em regime

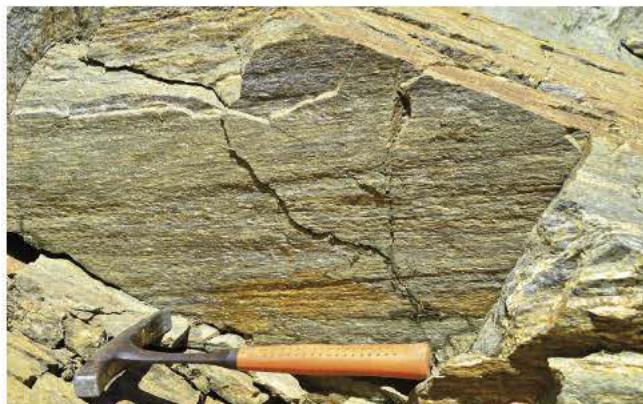


Fig. 14.1 Lineação sub-horizontal em gnaisse, definida por minerais e agregados minerais alongados. Zona de Cisalhamento Além Paraíba-Pádua, Faixa Ribeira, Rio de Janeiro, Brasil

plástico. Se a lineação for o elemento dominante da trama, de modo que uma trama S seja incipiente ou ausente, as rochas são classificadas como tectonitos L. Podemos ver em rochas com marcadores de deformação que a maioria dos tectonitos L situa-se no campo da constrição no diagrama de Finn, ou seja, $X \gg Y \geq Z$ (Fig. 2.14). Um equilíbrio entre uma foliação (trama S) e uma lineação penetrativa (trama L) é mais comum, e rochas desse tipo são denominadas tectonitos LS, os quais tendem a situar-se próximo à diagonal no diagrama de Flinn. Os tectonitos S, nos quais a trama linear é ausente ou incipiente, situam-se tipicamente no campo do achatamento no diagrama de Flinn.

14.2.1 Lineações minerais

Uma trama linear penetrativa é tipicamente composta por minerais prismáticos, como acículas de anfibólio, ou por minerais e agregados minerais alongados, como agregados quartzo-feldspáticos em gnaisses. As lineações minerais podem formar-se por vários processos:

OS MINERAIS E AGREGADOS MINERAIS PODEM FORMAR UMA TRAMA LINEAR POR RECRISTALIZAÇÃO, DISSOLUÇÃO/PRECIPITAÇÃO OU ROTAÇÃO RÍGIDA.

A rotação física de minerais prismáticos em uma matriz menos competente pode, em alguns casos, ocorrer durante a deformação. Um exemplo são cristais de epídoto ou anfibólio em um micaxisto, onde

restante da rocha. Os bastões ou *rods* de quartzo são comuns em micaxistas e gnaisses. Os *rods* são considerados como lineações de estiramento, mas são comumente influenciados por outros processos formadores de estruturas. Eles podem representar charneiras isoladas de dobras ou estar relacionados a estruturas de boudinagem ou *mullion* (ver adiante) ou a veios deformados com geometria originalmente alongada.

14.2.2 Lineações de intersecção

Diversas rochas deformadas contêm mais de um conjunto de estruturas planas. Uma combinação de acamamento e clivagem é o exemplo mais comum. Em muitos casos, as estruturas planas se interseccionam e a linha de intersecção é denominada lineação de intersecção. Se a primeira clivagem tectônica (S_1) corta o acamamento primário (S_0), a lineação de intersecção resultante (L_1) aparece no plano de acamamento (Fig. 14.3). As lineações de intersecção formadas pela intersecção de duas lineações tectônicas também são comuns. Na maior parte dos casos, as lineações de intersecção relacionam-se a dobramentos, com a lineação sendo paralela ao traço axial e à linha de charneira. Note que em dobras transecadas (Fig. 13.21) há um ângulo entre a lineação e o traço axial.

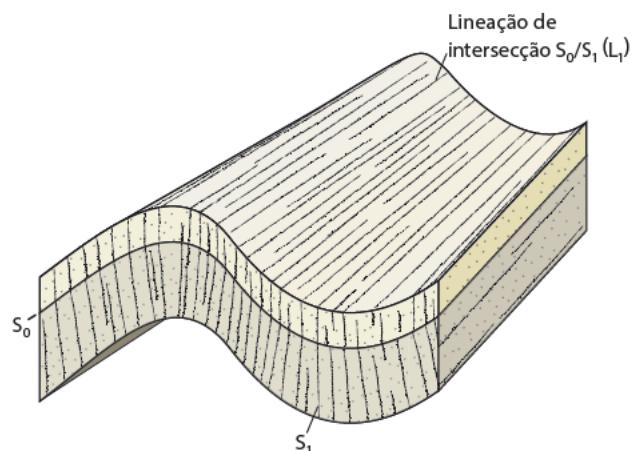


Fig. 14.3 Lineações de intersecção visíveis nos planos de acamamento ou foliação intersectados por uma lineação posterior

Em algumas rochas deformadas, as lineações de intersecção ocorrem apenas localmente. Entretanto, sua frequência e distribuição são suficientes para que elas sejam consideradas estruturas penetrativas. Como as demais lineações, as lineações de intersecção podem ser dobradas em eventos posteriores, auxiliando na reconstrução da história deformacional da rocha.

14.2.3 Eixos de dobras e lineações de crenulação

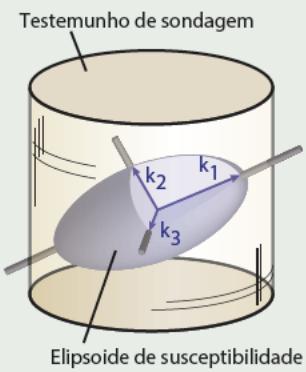
Os eixos de dobras são geralmente considerados estruturas lineares, apesar de serem linhas teóri-

Boxe 14.1 Usando minerais magnéticos para definir a trama (método ASM)

Algumas rochas deformadas não apresentam lineações ou foliações visíveis. Nestes casos, o método ASM (anisotropia de susceptibilidade magnética) pode ser útil. A susceptibilidade magnética é a facilidade com a qual um material pode ser magnetizado, um parâmetro que pode ser medido em laboratório. Se a susceptibilidade de um mineral varia com a orientação, o que em geral ocorre, o material tem anisotropia de susceptibilidade magnética.

Para medir a ASM de uma amostra, é necessário coletar um testemunho orientado em campo e medir a susceptibilidade em diferentes posições em laboratório, descrevendo a variação direcional através do assim chamado tensor de susceptibilidade. De modo similar ao tensor tridimensional de deformação ou matriz de deformação, o tensor tem três vetores próprios (k_1 , k_2 , k_3) ou três eixo principais, e pode ser representado pelo elipsoide de susceptibilidade.

O eixo maior (k_1) em geral corresponde ao eixo mais longo (X) do elipsoide de deformação e, portanto, à lineação de estiramento. De modo similar, o eixo



Os padrões lineares em escala de mapa também estão relacionados à deformação e à cinemática. Um exemplo é o padrão de lineação radial gerada por colapso gravitacional tridimensional (Fig. 17.29). A observação desses padrões de lineação sugere que a deformação não é plana. Entretanto, há muitos locais onde as lineações são paralelas em amplas áreas, e os dados de deformação podem ser usados para determinar se elas foram formadas durante uma deformação plana (sem transporte perpendicular à lineação) ou não. Se o elipsoide de deformação for aproximadamente plano (na diagonal no diagrama de Flinn), temos um bom motivo para considerar uma deformação plana com lineação indicando a direção de transporte. Se a deformação divergir da deformação plana, pode haver uma relação mais complexa entre a direção de transporte e as lineações. Em geral, considerar *a priori* que as lineações indiquem a direção de transporte é uma boa hipótese de trabalho; um padrão como o mostrado na Fig. 14.14 é tipicamente considerado como um indicador da direção de transporte por estar em alto ângulo com o cavalgamento, como no cavalgamento de Moine, Escócia, ainda que, em detalhe, a situação seja mais complexa.

14.4.3 Charneiras de dobras e tipos relacionados de lineações

As lineações de estiramento frequentemente são o tipo de lineação mais fácil de interpretar, quando o objetivo é determinar a direção de transporte. Os eixos de

dobras, as lineações de crenulação e as lineações de intersecção podem ser mais ambíguas. Essas lineações podem ser produzidas por uma fase tardia de deformação superposta, não relacionada ao movimento principal. Em outros casos, elas são as últimas expressões de uma fase de deformação progressiva e, nesse contexto, podem fornecer informações importantes sobre a cinemática. Isso ocorre em milonitos, onde a foliação é continuamente dobrada e novas clivagens são formadas repetidamente durante a milonitzação.

Os eixos de dobras e as lineações de intersecção são geneticamente diferentes das lineações minerais e de estiramento, e têm uma relação mais complicada com a direção de transporte, que pode estar em alto ângulo com a lineação de estiramento (Fig. 14.15A) ou ser oblíqua ou paralela (Fig. 14.15B). Não é raro encontrarmos, em zonas de alta deformação, eixos de dobras e lineações de intersecção aproximadamente paralelos à lineação mineral e de estiramento (Figs. 14.15 e 14.16).

Os eixos de dobras paralelos a outras lineações ainda eram considerados um problema em meados do século XX. Atualmente, há um conjunto de explicações razoáveis para eixos de dobras paralelos e outras lineações. É claro, por exemplo, que os eixos das dobras podem ser rotacionados até ficarem paralelos à direção de cisalhamento. É o caso de quando vamos da Fig. 14.16A para a Fig. 14.16B, o que pode ocorrer se a linha de charneira for curvada e a deformação for alta (Fig. 12.39). Isso pode ocorrer também se houver

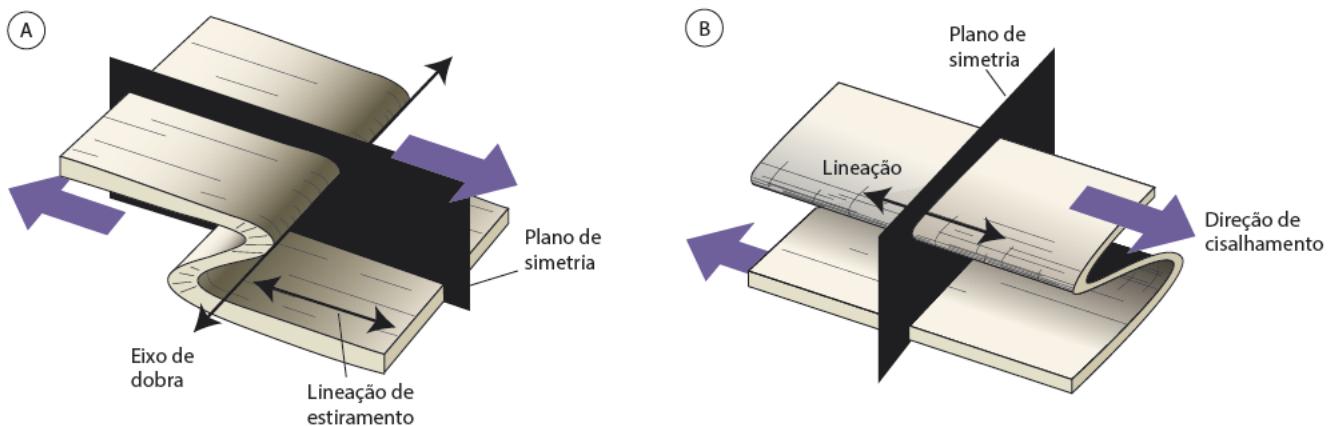


Fig. 14.15 Dobras e simetria. As dobras podem apresentar eixos paralelos ou perpendiculares à lineação de estiramento.

Aplicar o conceito de simetria para estimar a direção de transporte não é um procedimento confiável quando lidamos com dobras

Boudinagem

15



No regime plástico, as camadas tendem a dobrar-se quando encurtadas, particularmente se houver um contraste de viscosidade entre as camadas. Neste capítulo, vamos abordar a forma como as camadas estiradas se partem em fragmentos conhecidos como *boudins*. Os *boudins* clássicos são o oposto das dobras ativas (de flambagem) e fornecem evidências de extensão paralela ao acamamento, que serão preservadas mesmo se as camadas forem posteriormente encurtadas e dobradas. Assim como as dobras, os *boudins* se formam de diferentes maneiras e fornecem diferentes tipos de informação que merecem nossa atenção.

15.1 Boudinagem e estruturas de estrição

O termo *boudin*, que significa salsicha em francês, foi usado pela primeira vez em 1908 por Max Lohest, em referência a *boudins* encurtados ou *mullions* em Bastogne, Bélgica. Antes disso, os *boudins* e as estruturas de estrição (*pinch-and-swell structures*) já haviam sido descritos diversas vezes. A definição e o significado exatos de *boudin* e boudinagem foram mudando ao longo do século XX, mas há, atualmente, um consenso de que *boudins* são estruturas extensionais formadas por extensão paralela ao acamamento, e boudinagem é o processo de formação de *boudins* a partir de camadas originalmente contínuas.

Os *boudins* clássicos formam-se onde camadas competentes isoladas são fragmentadas por mecanismos de deformação plástica, rúptil ou por uma combinação de ambas (Fig. 15.1). A camada boudinada situa-se em uma matriz plasticamente deformada. Como indicado na Fig. 15.1, os *boudins* são separados por fraturas extensionais rúptis (à esquerda) ou por fraturas de cisalhamento simétricas ou assimétricas (no centro e à direita). Em vez de fraturas, os *boudins* também podem ser separados por zonas delgadas de cisalhamento dúctil, confinadas à camada boudinada.

OS BOUDINS SÃO FRAGMENTOS MAIS OU MENOS REGULARES QUANTO À FORMA E AO ESPAÇAMENTO, PRODUZIDOS PELO ESTIRAMENTO DE FOLIAÇÕES OU CAMADAS COMPETENTES.

Há também exemplos de áreas regularmente espaçadas marcadas por adelgaçamento de camadas competentes, sem sua separação em fragmentos iso-

lados ou *boudins*. Essas estruturas são denominadas estruturas de estrição (*pinch-and-swell*), e o processo pelo qual elas se formam é conhecido como *necking*. Nas estruturas de estrição, elementos similares a *boudins* encontram-se conectados entre si (Fig. 15.2B). A formação de *boudins* regulares e de estruturas de estrição é controlada por temperatura, taxa de deformação e contraste de viscosidade ou foliação bem definida. A alta temperatura facilita os mecanismos de deformação plástica, mesmo em camadas competentes. Um alto contraste de viscosidade e uma alta taxa de deformação favorecem o fraturamento das camadas competentes. Esses parâmetros afetam também a forma dos *boudins*.

15.2 Geometria, viscosidade e deformação

Um conjunto de *boudins* tem espessura, largura e separação mensuráveis (Fig. 15.2A). Os experimentos mostram que os *boudins* são mais largos nas camadas espessas do que nas estreitas, assim como as camadas espessas afetadas por flambagem têm comprimentos de onda mais longos que as camadas delgadas (Fig. 12.20). Durante a boudinagem, uma camada competente é fragmentada em mais e mais *boudins*, até que uma razão característica largura/espessura ou razão de aspecto seja atingida. As razões de aspecto típicas situam-se no intervalo de 2 a 4 (Figs. 15.3 e 15.4) e a progressão da deformação extensional irá apenas aumentar o espaçamento entre os *boudins*. Em alguns casos, podemos comparar a razão de aspecto dos *boudins* com o comprimento de onda característico das dobras ativas ou de flambagem.

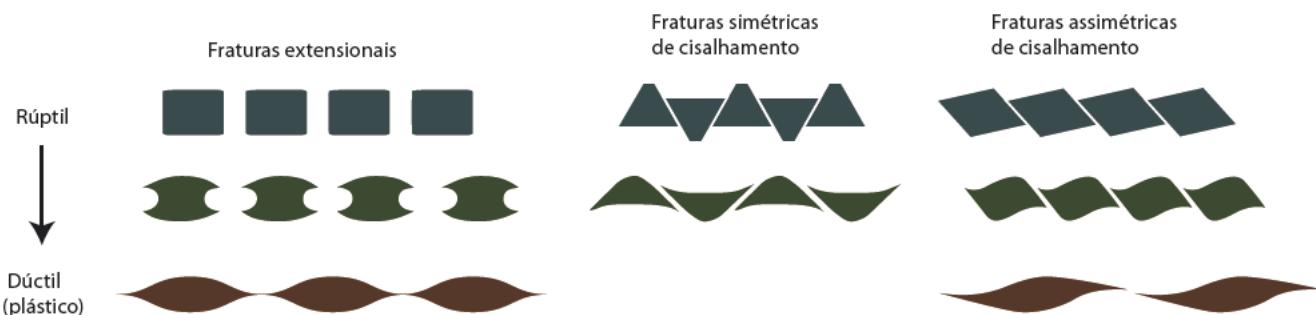


Fig. 15.1 A forma dos *boudins* é, em grande parte, controlada pela separação dos *boudins* por fraturas extensionais ou de cisalhamento, e pela influência dos mecanismos de deformação plástica versus rúptil. Os *boudins* assimétricos podem indicar deformação não coaxial

em rochas onde as camadas não apresentam contraste de viscosidade. Por outro lado, a formação de boudins em camadas sem contraste de viscosidade é restrita a casos de rochas com foliação bem desenvolvida em zonas de cisalhamento (ver seção 15.4).

15.3 Boudinagem assimétrica e rotação

Até este ponto, abordamos os boudins como estruturas simétricas, mas os *boudins assimétricos* (Figs. 15.1 e 15.10) são comuns em rochas metamórficas deformadas. Eles são separados por fraturas de cisalhamento ou bandas de cisalhamento (zonas de cisalhamento de pequena escala), que tendem a desaparecer assim que deixam a camada boudinada. Se esta comportar-se de modo rúptil durante a deformação, o esforço diferencial ou a resistência da camada competente irá determinar se haverá formação de fraturas de cisalhamento ou de fraturas extensionais. Em geral, as fraturas extensionais se formam quando $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T_0$, onde T_0 é a resistência à tração da rocha.

Os boudins separados por fraturas de cisalhamento são, em alguns casos, afastados sem evidências de rotação ou cisalhamento (Fig. 15.11A,B). Esses boudins são paralelos à foliação ao seu redor, e as fraturas de cisalhamento se abrem de modo extensional. Tal comportamento é visto tipicamente em gnaisses



Fig. 15.10 Boudins assimétricos em gnaisse anfibolítico.

Os boudins são separados por fraturas de cisalhamento no anfibolito. As fraturas transformam-se em zonas de cisalhamento dúctil e desaparecem ao afastar-se dos boudins. O cisalhamento apresentado na imagem é sinistral. A imagem tem aproximadamente 1 m de altura

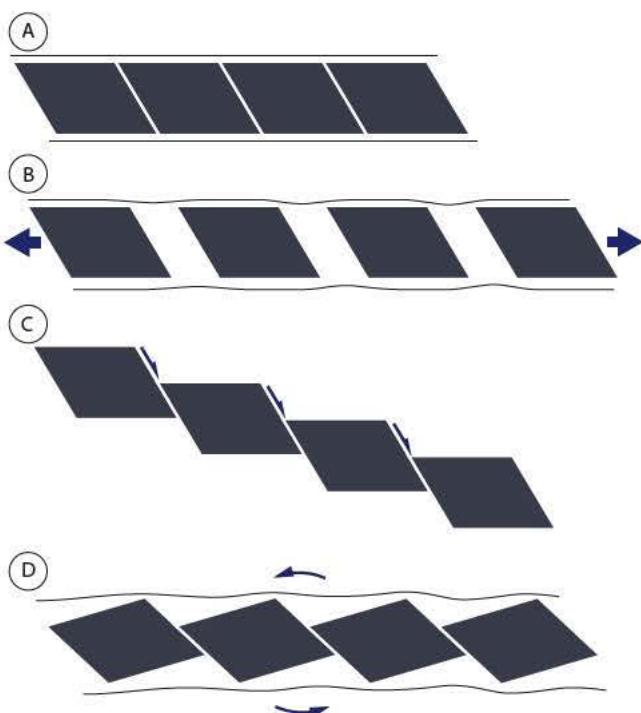


Fig. 15.11 Boudins assimétricos podem formar-se por esforço extensional através de zona de cisalhamento (A, B), ou pela combinação de cisalhamento ao longo de fraturas de cisalhamento (C) e rotação de boudins (D)

migmatíticos, onde as camadas anfibolíticas são fragmentadas e separadas, e o espaço entre elas é preenchido por fusão ou minerais neoformados.

Onde os boudins são separados por estruturas de cisalhamento, eles apresentam significativa rotação (Fig. 15.11C,D). Esse processo é similar ao modelo dominó de sistemas de falha (ver Cap. 18), que se aplica tanto a boudins assimétricos como a blocos rotacionados por falhas em contextos extensionais (Fig. 18.3). A rotação mantém os boudins alinhados com a foliação geral da rocha.

Os boudins assimétricos também podem formar-se pela rotação de boudins simétricos durante deformação não coaxial. Experimentos mostram que o cisalhamento simples paralelo ao acamamento causa rotação de boudins previamente existentes. Em que direção os boudins irão ser rotacionados? Em termos simples, os boudins curtos e competentes rotacionam como objetos rígidos, de modo sintético em relação à direção de cisalhamento. Isso significa que, se o sentido de cisalhamento for horário, a rotação dos boudins

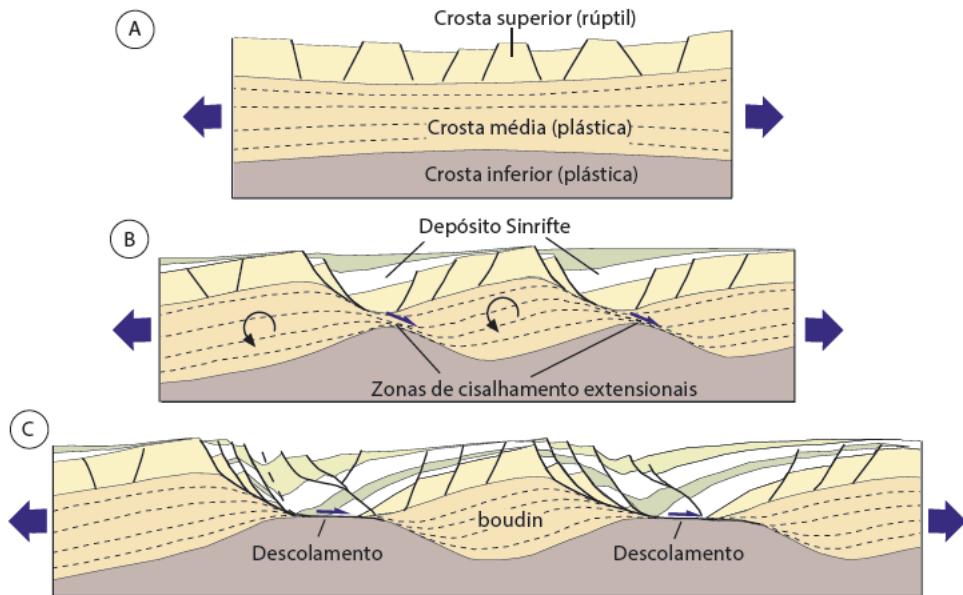


Fig. 15.22 Modelo idealizado da crosta média em contexto extensional com boudins assimétricos
Fonte: simplificado de Gartrell (1997).

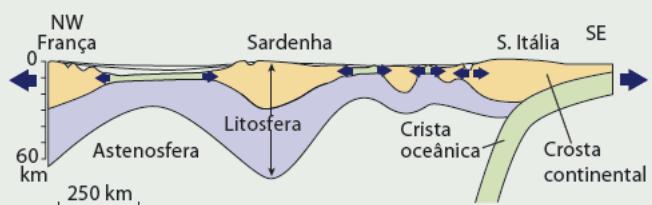
Boxe 15.1 Boudinagem litosférica

Diversas estruturas ou feições geológicas são independentes de escala, e a boudinagem não é exceção. A boudinagem clássica depende de acamamento e de diferenças nas propriedades reológicas, sendo que tais diferenças ocorrem também em escala de litosfera/astenosfera. Assim, se a litosfera, relativamente competente, for estirada durante um rifteamento, irão formar-se estruturas semelhantes a boudins em mesoescala, que podem ser descritas como necking e boudinagem litosférica.

Assim como os boudins em menor escala, os boudins litosféricos podem ser simétricos ou assimétricos; suas diferentes formas são controladas pela reologia da litosfera, por parâmetros como contraste de viscosidade, amolecimento por deformação durante a história de deformação e acoplamento da crosta e do manto litosférico subjacente. Por exemplo, os modelos indicam que o amolecimento por deformação favorece a boudinagem assimétrica, com o desenvolvimento de núcleos ou complexos metamórficos (ver Fig. 18.8). Camadas competentes também têm um papel importante, e o manto superior é o componente mais competente.

Dois exemplos são mostrados a seguir. Um deles é uma seção geológica do Mediterrâneo e da França, passando pela ponta sul da Itália. Essa seção mostra um espalhamento de retroarco, que no perfil pode ser descrito em termos de boudinagem da crosta e como estrutura de estrição em escala da litosfera como um todo. Note que o estreitamento na porção noroeste é o mais antigo nesse modelo, em decorrência do mecanismo de divisão do arco em ambientes de retroarco.

O outro exemplo é um dos muitos modelos numéricos criados por Ritske Huismans, em que as boudinagens simétrica e assimétrica da



Perfil através do Mediterrâneo, mostrando o adelgaçamento da litosfera e a boudinagem da crosta
Fonte: baseado em Gueguen et al. (1997).

Zonas de cisalhamento e milonitos

16

A deformação, em especial a por cisalhamento, tende a localizar-se em zonas ou bandas. Já discutimos alguns tipos de estruturas de deformação localizada, como fraturas de cisalhamento e falhas que se formam no regime rúptil. Essa deformação localizada também ocorre no regime plástico, no qual as foliações e os marcadores cisalhados tendem a ser contínuos através de uma faixa ou zona. As zonas de cisalhamento clássicas representam um importante membro extremo de um espectro de possibilidades, em que tanto os mecanismos de deformação em microescala como a ductilidade variam. As zonas de cisalhamento podem ter até vários quilômetros de espessura, bem como ocorrer em escala de amostra de mão. Neste capítulo, vamos abordar a organização interna das zonas de cisalhamento e seu padrão de deformação, partindo das definições, passando pelas zonas de cisalhamento ideais, até chegar aos tipos mais complexos de zonas de alta deformação. A parte final é voltada às estruturas cinemáticas, que são aquelas que podem revelar o sentido de movimento em uma zona de cisalhamento e o crescimento dessas zonas.

16.1 O que é uma zona de cisalhamento?

As falhas e as zonas de cisalhamento são estruturas próximas entre si. A Fig. 16.1 ilustra a concepção geral de zonas de cisalhamento como partes profundas de falhas. Tanto as zonas de cisalhamento como as falhas são estruturas de deformação localizada, ambas envolvem deslocamento paralelo às paredes e ambas tendem a crescer em espessura e comprimento em função do acúmulo de deslocamento. Uma definição simples e bastante geral de zona de cisalhamento é a seguinte:

UMA ZONA DE CISALHAMENTO É UMA ZONA TABULAR ONDE A DEFORMAÇÃO É NOTAVELMENTE MAIOR QUE A DEFORMAÇÃO NAS ROCHAS AO SEU REDOR.

Alguns pesquisadores adicionariam a essa definição a informação de que uma zona de cisalhamento contém pelo menos um componente de cisalhamento simples, mas se quisermos uma terminologia que seja consistente com a de fraturas, estilolitos e bandas de

deformação (Fig. 7.34), uma zona de esforço coaxial localizado também poderia ser vista como uma zona de cisalhamento. Isso abre uma classificação de zonas de cisalhamento de acordo com o tipo de deformação, como as zonas de cisalhamento puro, as zonas de cisalhamento subsimples e as zonas de cisalhamento simples.

Uma zona de cisalhamento é limitada por duas margens ou paredes de zonas de cisalhamento, que separam a zona de cisalhamento dos blocos adjacentes (Fig. 16.2). Isso permite que apliquemos a terminologia capa-lapa usada no Cap. 9. Assim que as margens de uma zona de cisalhamento são definidas, podemos medir sua espessura e, em alguns casos, seu rejeito. O rejeito pode ser medido diretamente se houver disponível um marcador adequado, e pode ser estimado com base nas estruturas internas, como veremos a seguir.

Essa definição de zona de cisalhamento é ampla e abrange as falhas e as clássicas zonas de cisalhamento dúctil, onde os marcadores podem ser acompanhados de modo contínuo através da zona.

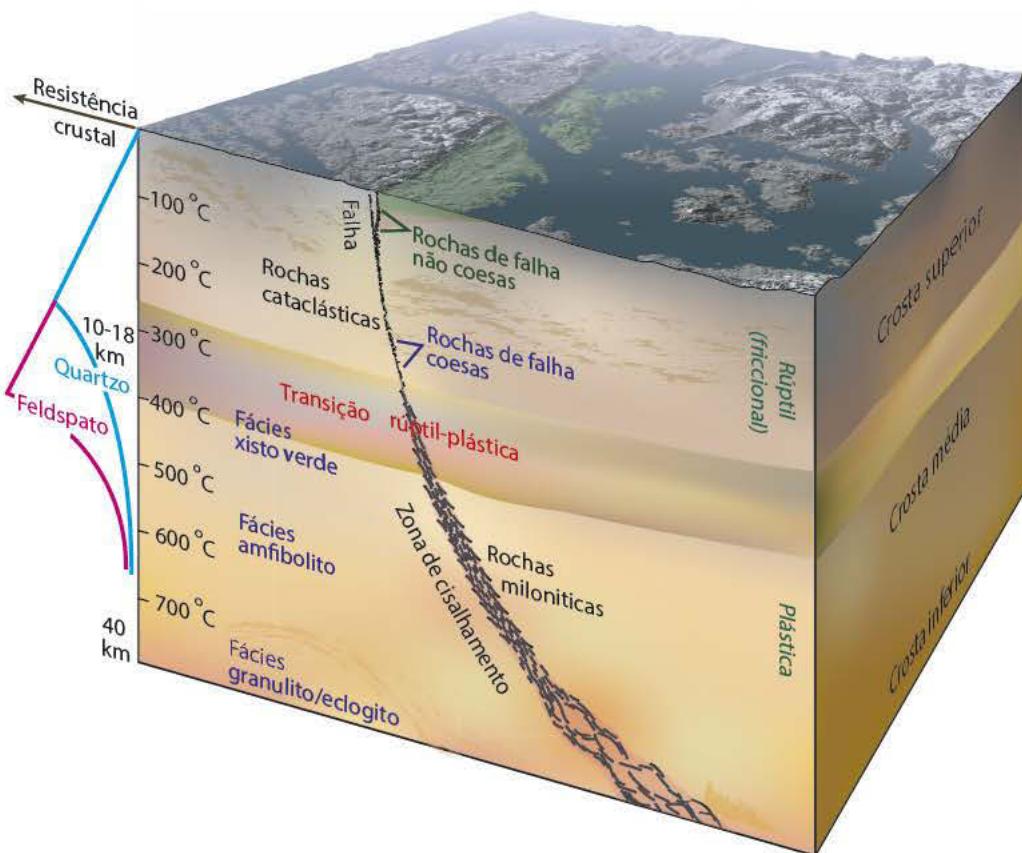


Fig. 16.1 Modelo simplificado da conexão entre as falhas, que normalmente se formam na crosta superior, e as zonas de cisalhamento dúctil. A transição é gradual e denominada transição rúptil-plástica. Sua profundidade depende do gradiente térmico e da composição mineralógica da crosta. Em rochas graníticas, essa profundidade normalmente é de 10 a 15 km

16.2.1 Foliação e deformação

Estruturas características desenvolvem-se à medida que o rejeito e a deformação se acumulam em zonas de cisalhamento plástico. A orientação e a geometria dessas estruturas dependem do tipo da zona de cisalhamento e da quantidade de deformação. Se uma zona de cisalhamento se desenvolve em uma rocha praticamente isotrópica, uma foliação pode surgir após uma pequena deformação por cisalhamento. Podemos ver uma foliação tênue desse tipo ao longo das margens de zonas de cisalhamento (Figs. 16.9 e 16.10). O ângulo θ entre essa foliação inicial e as margens será próximo a 45° em uma zona de cisalhamento simples. Na maioria dos casos, esse ângulo será ligeiramente menor, porque é necessária certa quantidade de deformação para que a foliação se torne visível, e durante esse primeiro incremento de deformação, a foliação será rotacionada.

A foliação incipiente também pode ser vista ao longo das margens com baixa de deformação de uma zona de cisalhamento bem desenvolvida; o ângulo que ela perfaz com a zona de cisalhamento (denominado θ') decresce em direção à parte central mais deformada. A foliação inicia-se na perpendicular da direção de encurtamento mais rápido (ISA_3); porém, como o cisalhamento simples é não coaxial, a foliação irá constantemente rotacionar em direção ao paralelismo com o plano de cisalhamento. Em deformação de cisalhamento baixa e moderada (até 10-15), a foliação é uma foliação de achatamento que representa a orientação do plano XY da elipse de deformação. Essa relação próxima entre a orientação da foliação da zona de cisalhamento e a deformação pode ser muito útil quando desejamos mapear a deformação em zonas de cisalhamento. Em uma zona de cisalhamento simples, onde θ' indica o ângulo entre a foliação e a zona de cisalhamento, essa relação é dada por:

$$\theta' = 0,5 \operatorname{tg}^{-1}(2/\gamma) \quad (16.1)$$

Note que essa relação é válida apenas para uma zona de cisalhamento simples, onde a foliação se formou durante a formação da zona de cisalhamento em uma rocha previamente não deformada e em



Fig. 16.10 Zona de cisalhamento no Sienito Diana, em Harrisville, Estado de Nova Iorque, EUA, com grande aumento de deformação em direção à porção ultramylonítica central da zona. Isso é expresso pela mudança na orientação da foliação e por uma forte diminuição do tamanho dos grãos na zona

Foto: Graham B. Baird.

uma seção perpendicular à foliação na direção de cisalhamento.

Em alguns casos, a zona de cisalhamento contém marcadores de deformação e, dessa forma, pode-se estimar a razão de aspecto $R = X/Z$ da elipse de deformação. Podemos, portanto, relacionar a orientação da foliação com a forma da elipse de deformação e com γ (Fig. 16.11).

Se houver um componente de compactação (ou dilatação) através de uma zona de cisalhamento simples, a incipiente foliação ao longo das margens irá perfazer um ângulo θ menor (ou maior) que 45° com a zona de cisalhamento. Esse ângulo dependerá da quantidade de compactação, o que significa que não podemos usar a Fig. 16.11 se a zona de cisalhamento for afetada por compactação, mas podemos torná-la mais completa, com contornos indicativos de compactação ou dilatação (Fig. 16.12A).

HÁ UMA RELAÇÃO SIMPLES ENTRE DEFORMAÇÃO POR CISALHAMENTO, ORIENTAÇÃO DA FOLIAÇÃO E DEFORMAÇÃO EM UMA ZONA DE CISALHAMENTO IDEAL.

16.3 Adição de cisalhamento puro a uma zona de cisalhamento simples

Muitas zonas de cisalhamento apresentam desvios a partir das zonas de cisalhamento ideais: as paredes podem não ser paralelas, superfícies de deslizamento ou outras descontinuidades nítidas podem ocorrer no interior ou ao longo da zona, as paredes podem estar deformadas e o deslocamento pode ser variável ao longo da zona. Uma zona de cisalhamento que apresenta algum desses desvios em relação ao modelo ideal pode ser denominada zona de cisalhamento geral.

UMA ZONA DE CISALHAMENTO GERAL É AQUELA QUE APRESENTA UM DESVIO EM RELAÇÃO À ZONA DE CISALHAMENTO DÚCTIL IDEAL.

Poucas zonas de cisalhamento naturais apresentam paredes perfeitamente planas e paralelas, em razão de heterogeneidades litológicas ou de variações nas condições internas durante a deformação. Paredes não paralelas entre si ou curvas criam desvios locais em relação ao padrão de fluxo do cisalhamento simples.

Descontinuidades nítidas e superfícies de deslocamento são visíveis em muitas zonas de cisalhamento. Essas descontinuidades internas permitem que haja um componente de cisalhamento puro. Se as paredes das zonas de cisalhamento não estiverem deformadas, um cisalhamento puro com encurtamento através da zona de cisalhamento irá adelgaçar essa zona e o material será extrudido ao longo da zona (Fig. 16.8C). Por outro lado, se o componente de cisalhamento puro envolver encurtamento paralelo à zona, ela irá se alargar, com fluxo de material para a parte que está em expansão.

Nos locais onde uma zona de cisalhamento se torna mais espessa, é provável que ocorra espessamento de camadas, imbricamentos e dobramentos. O adelgaçamento local de zonas de cisalhamento, por sua vez, é associado ao adelgaçamento das camadas e, possivelmente, à formação de bandas de cisalhamento extensional. A Fig. 16.13 mostra ambos os efeitos: adelgaçamento de camadas onde a zona de cisalhamento se torna mais delgada, no lado esquerdo

da lente rígida, e espessamento e dobramento a sotavento (*lee side*) (parte central da figura). Além disso, variações ao longo da direção na deformação coaxial podem causar variações na espessura das zonas de cisalhamento e o aparecimento de superfícies internas de deslizamento de abrangência local. Um exemplo é mostrado na Fig. 16.14, onde uma zona de cisalhamento predominantemente plástica passa de um caráter completamente dúctil na sua porção inferior para um caráter semidúctil na sua porção central e superior.

Pode-se formar uma lineação relacionada ao deslocamento se houver deslizamento friccional em zonas de cisalhamento. Essas lineações se formam nos planos de deslizamento, que podem ou não ser paralelos à zona de cisalhamento, e não devem ser confundidas com as lineações de estiramento (Fig. 16.15).

Superfícies de deslizamento e outras feições rúptis em zonas de cisalhamento predominantemente plásticas se formam quando as zonas de cisalhamento são exumadas e resfriadas durante o cisalhamento. Elas também podem ocorrer no regime plástico, predominante na crosta inferior, independentemente de variações de pressão e temperatura. O deslizamento pode ocorrer onde minerais placoides se alinham e formam um plano de fraqueza mecânica, e onde há um aumento temporário e localizado da taxa de

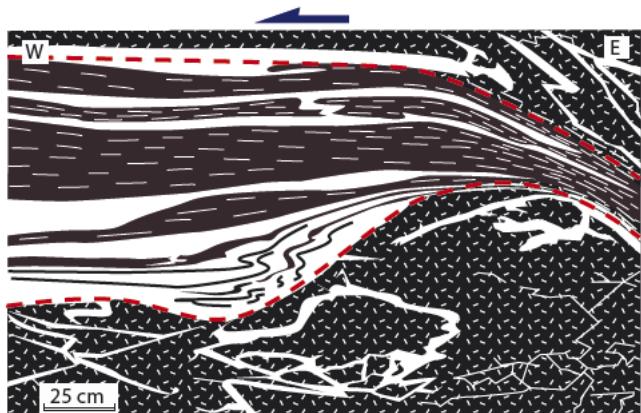


Fig. 16.13 Dobras deformadas a sotavento (*lee side*) de uma lente tectônica. Note o espessamento a sotavento, o adelgaçamento do lado oposto e a vergência das dobras. As linhas vermelhas pontilhadas marcam a zona de cisalhamento
Fonte: modificado de Fossen e Rykkeli (1990).

Regimes contracionais

17

As falhas contracionais ocorrem em qualquer regime tectônico, mas são mais comuns em margens destrutivas de placas e em zonas orogênicas intracratônicas. As estruturas contracionais despertaram grande interesse entre o final do século XIX e o final do século XX, quando o foco foi deslocado para as estruturas extensionais. Os estudos das falhas contracionais resultaram no desenvolvimento de seções geológicas balanceadas (*balanced cross sections*) e despertaram o interesse para as sobreposições de falhas e estruturas de transferência, para a relação entre rejeito e comprimento de falha e para as propriedades mecânicas dos falhamentos. O entendimento das falhas contracionais é importante não apenas para a melhor compreensão dos processos orogênicos em geral, mas também para o aperfeiçoamento dos métodos de exploração de petróleo, pois muitas reservas de petróleo se localizam em dobras e cinturões de cavagem. Neste capítulo são apresentados conceitos fundamentais referentes às falhas contracionais e estruturas relacionadas, com ênfase em estruturas de cavagem em cinturões orogênicos.

17.1 Falhas contracionais

As estruturas de deformação contracional formam-se quando as rochas são encurtadas por forças tectônicas ou gravitacionais. Encontramos falhas contracionais e dobras em todas as porções de zonas colisionais, em sedimentos não metamorfizados em prismas acrescionários de zonas de subducção, na base de deltas com instabilidade gravitacional e em sedimentos de margem continental depositados sobre camadas de argila ou evaporito. Até mesmo o avanço de geleiras pode produzir dobras e cavalgamentos, e há diversos exemplos relacionados à última glaciação no norte da Europa e da América do Norte.

Considere um dado volume de rocha acamada sendo encurtado na direção de seu acamamento (Fig. 17.1). Diversas micro e macroestruturas irão formar-se. O encurtamento pode ser acomodado por diminuição de volume (Fig. 17.1B), pela formação de estilolitos, por dissolução nos contatos de grãos ou por compactação física. Podemos imaginar uma res-

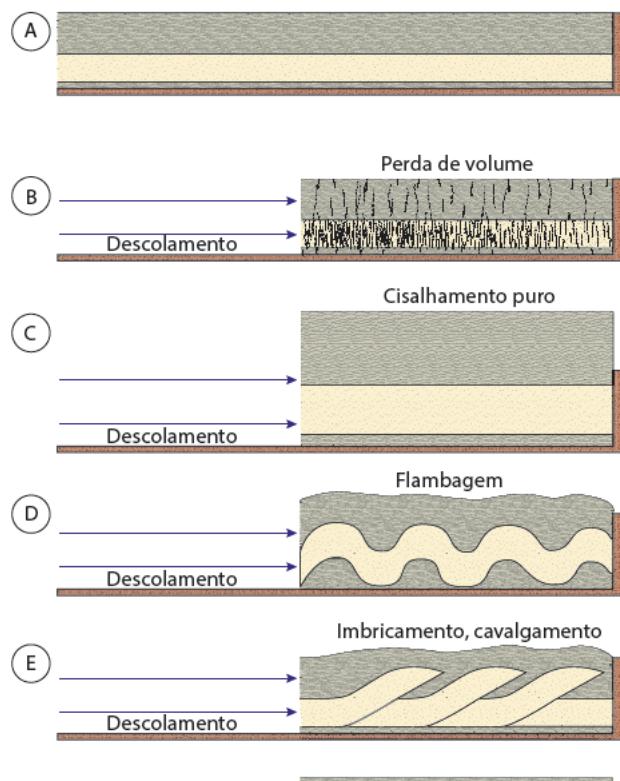


Fig. 17.1 O encurtamento de camadas pode resultar em um amplo espectro de regimes de deformação e estruturas: (B) compactação horizontal, (C) cisalhamento puro sem dobramento, (D) flambagem, (E) imbricação

posta por cisalhamento puro se o encurtamento for compensado por espessamento vertical, com as camadas mantendo sua atitude (Fig. 17.1C) ou sendo dobradas por flambagem (Fig. 17.1D). Por fim, o encurtamento pode também produzir falhas contracionais (Fig. 17.1E) e dobras geneticamente relacionadas, que são o assunto central deste capítulo.

As falhas e as zonas de cisalhamento contracionais representam um encurtamento da crosta ou de uma camada de referência (Fig. 17.2). Quando a superfície da crosta é a referência, como em uma análise regional, as falhas contracionais são exclusivamente falhas inversas e falhas de cavalgamento. As falhas inversas têm ângulo de mergulho maior ($> 30^\circ$) que as falhas de cavalgamento e não acumulam deslocamentos de grande magnitude como os cavalgamentos, havendo, entretanto, uma graduação entre esses dois tipos de falhas. As falhas contracionais podem ocorrer em qualquer escala, da microescala a cinturões orogênicos e zonas de subducção.

Em escala de afloramento, é conveniente usar o acamamento litológico como referência. Falhas normais e transcorrentes podem apresentar um encurtamento de uma camada de referência, o que ocorre se as falhas inversas forem rotacionadas e invertidas, assemelhando-se a falhas normais, ou onde as falhas normais têm mergulho menor que o acamamento de referência (Fig. 17.3).

AS FALHAS CONTRACIONAIS SÃO FALHAS GENETICAMENTE INVERSAS OU DE CAVALGAMENTO, MAS PODEM SER OUTROS TIPOS DE FALHAS SE O ACAMAMENTO DA ROCHA FOR USADO COMO REFERÊNCIA.

Tudo é uma questão de referência e de escala. A seguir, vamos usar a superfície terrestre como referência e, nesse caso, as falhas contracionais são exclusivamente falhas inversas e de cavalgamento, a menos que seja feito algum comentário em contrário.

17.2 Falhas de cavalgamento

17.2.1 Terminologia de *nappes*

Um cavalgamento é uma falha ou zona de cisalhamento de baixo ângulo cuja capa foi transportada por sobre a lapa. O movimento deve ser

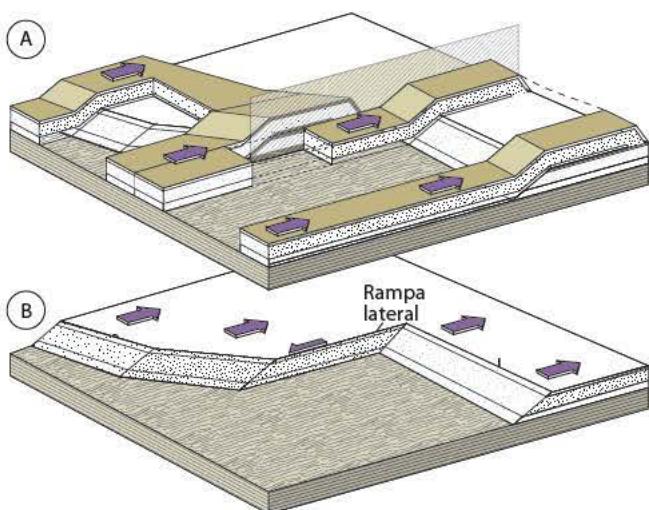


Fig. 17.12 Diversas rampas de cavalgamento e suas geometrias. (A) Camadas da capa, onde as rampas aparecem como dobras. (B) Capa removida

Os pontos e as linhas de ramificação podem ocorrer em escala de afloramento, por exemplo, em uma zona de imbricação, mas podem também ser identificados em escala regional. Alguns autores sugerem que a atitude da linha de ramificação pode ser usada para inferir a direção de movimento de nappes individuais. Isso se baseia na hipótese de que as rampas são predominantemente frontais e laterais; rampas oblíquas são menos comuns, mas também são encontradas.

17.2.3 Estilos de antepaís e além-país

O estilo de deformação em um regime contracional depende dos tipos litológicos envolvidos, bem como

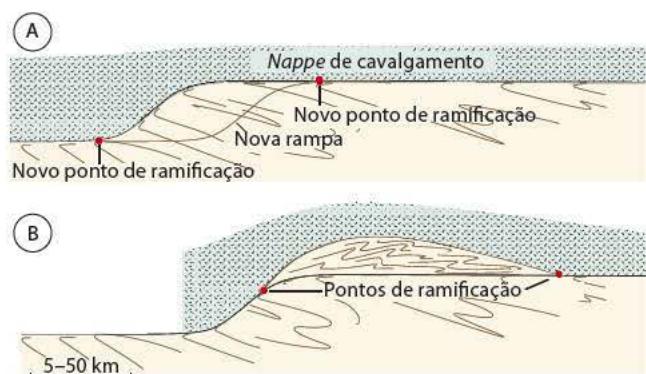


Fig. 17.13 Formação de uma nova nappe de cavalgamento em uma rampa. Os pontos de ramificação são indicados

da profundidade e da duração da deformação (tempo). Em cinturões orogênicos, há uma diferença entre estruturas formadas em uma área marginal no antepaís e em uma área mais central no além-país.

A imbricação clássica e as estruturas duplexes são bastante comuns no antepaís. Encontramos essas estruturas na sequência sedimentar de cobertura do embasamento. No caso dos Alpes (Fig. 17.14), o estilo antepaís é exemplificado pelos Montes Jura, onde sedimentos juro-cretáceos são dobrados e imbricados. Uma seção através de uma parte das estruturas do antepaís caledoniano é apresentada na Fig. 17.7, mostrando a expressiva imbricação e formação de duplex. Em ambos os casos, o embasamento praticamente não é deformado e é separado da cobertura sedimentar encurtada por um cavalcamento de base ou descolamento. Esse contexto é conhecido como tectônica *thin-skinned* (pouco espessa) e é característico de

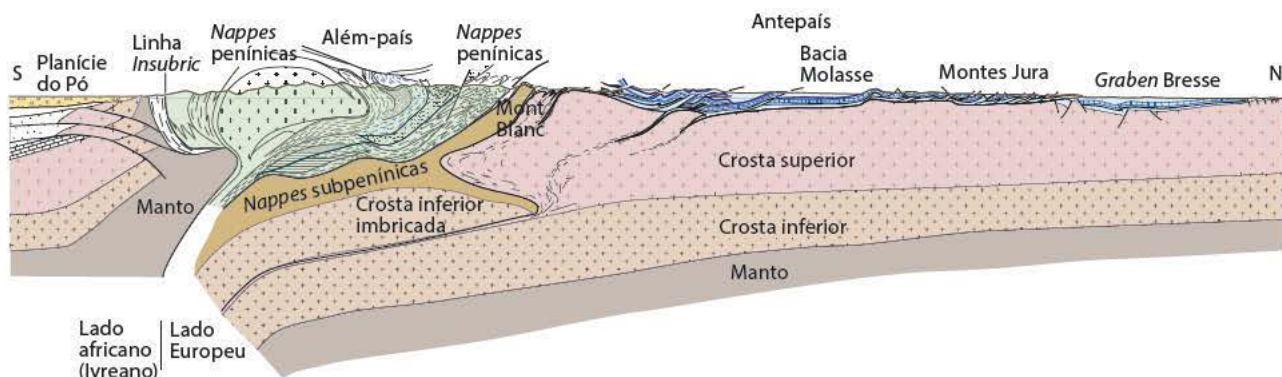


Fig. 17.14 Seção geológica dos Alpes, mostrando deformação pouco profunda no antepaís ao norte (à direita) e deformação mais profunda e complexa no além-país. A imbricação na crosta inferior é inferida com base em dados sísmicos
Fonte: baseado em Schmid e Kissling (2000).

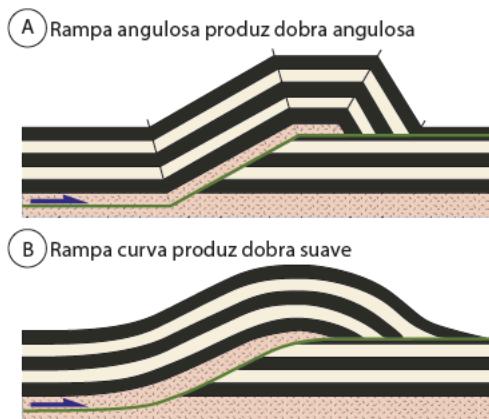


Fig. 17.16 Conexão entre geometria de rampa e dobra

Um aspecto interessante das dobras associadas a falhas é a história de deformação das camadas da capa ao atingir e passar por uma rampa. Inicialmente, as camadas são flexionadas para cima para acomodar-se à rampa. Em seguida, ao passar pela rampa, as camadas são retrodeformadas à sua posição original, geralmente horizontal (Fig. 17.17). Portanto, as camadas são deformadas duas vezes em uma curta distância de transporte. Nesse sentido, a rampa é um local onde as camadas da capa são processadas antes de serem transportadas em direção ao antepaís para um nível estratigráfico superior. Também é interessante notar que, enquanto a dobradura associada a falha é estacionária, a dobradura no limite posterior do cavalo ou da escama tectônica é passivamente transportada em direção ao antepaís. Esse mecanismo é, em geral, considerado como um deslizamento ou cisalhamento flexural, que preserva a espessura e o comprimento das camadas e permite uma construção cinematográfica simples de seções geológicas (Fig. 17.17).

17.3.2 Dobras de propagação de falhas

Assim como nas falhas normais e direcionais, muitas falhas inversas e de cavalgamento podem formar uma zona dúctil em torno de suas extremidades, à medida que se formam e se propagam. Uma dobradura em zona de extremidade será particularmente bem desenvolvida onde as falhas de cavalgamento afetarem rochas sedimentares não metamorfizadas ou de baixo grau metamórfico. Uma dobradura na extremidade de uma falha é uma dobradura de propagação de falha

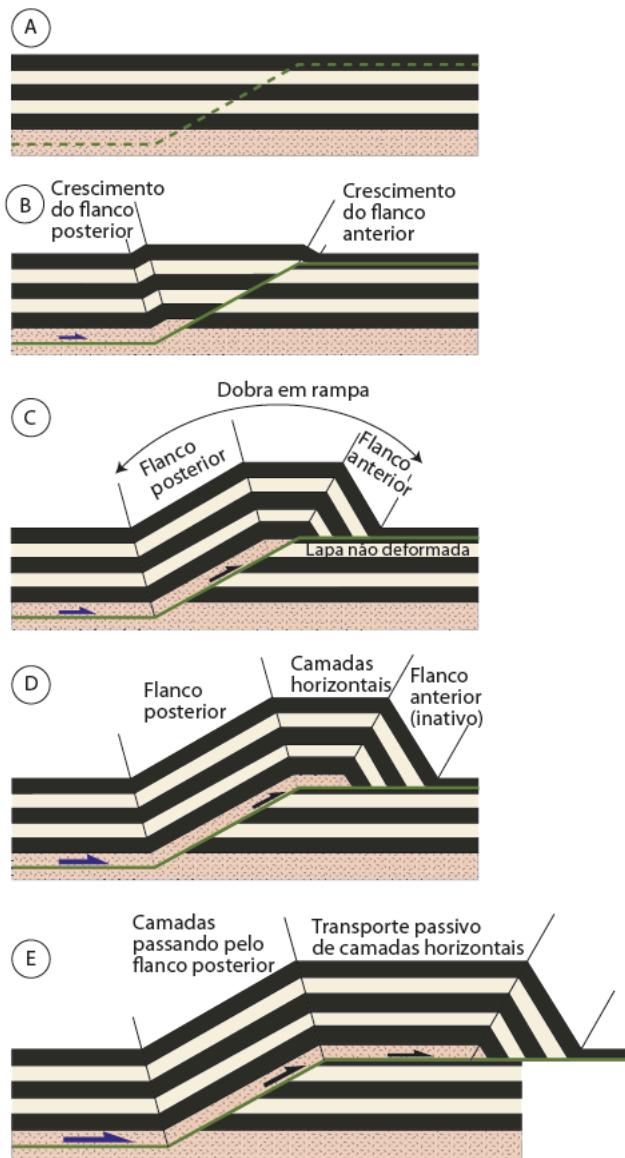


Fig. 17.17 Desenvolvimento de uma dobradura associada a falha. Note que as camadas são rotacionadas para mergulhar para o além-país na região da rampa e, depois, rotacionadas de volta à posição horizontal ao deixar a rampa. Note também que o flanco anterior é transportado de modo passivo para o antepaís (à direita), ao passo que o flanco posterior é estacionário

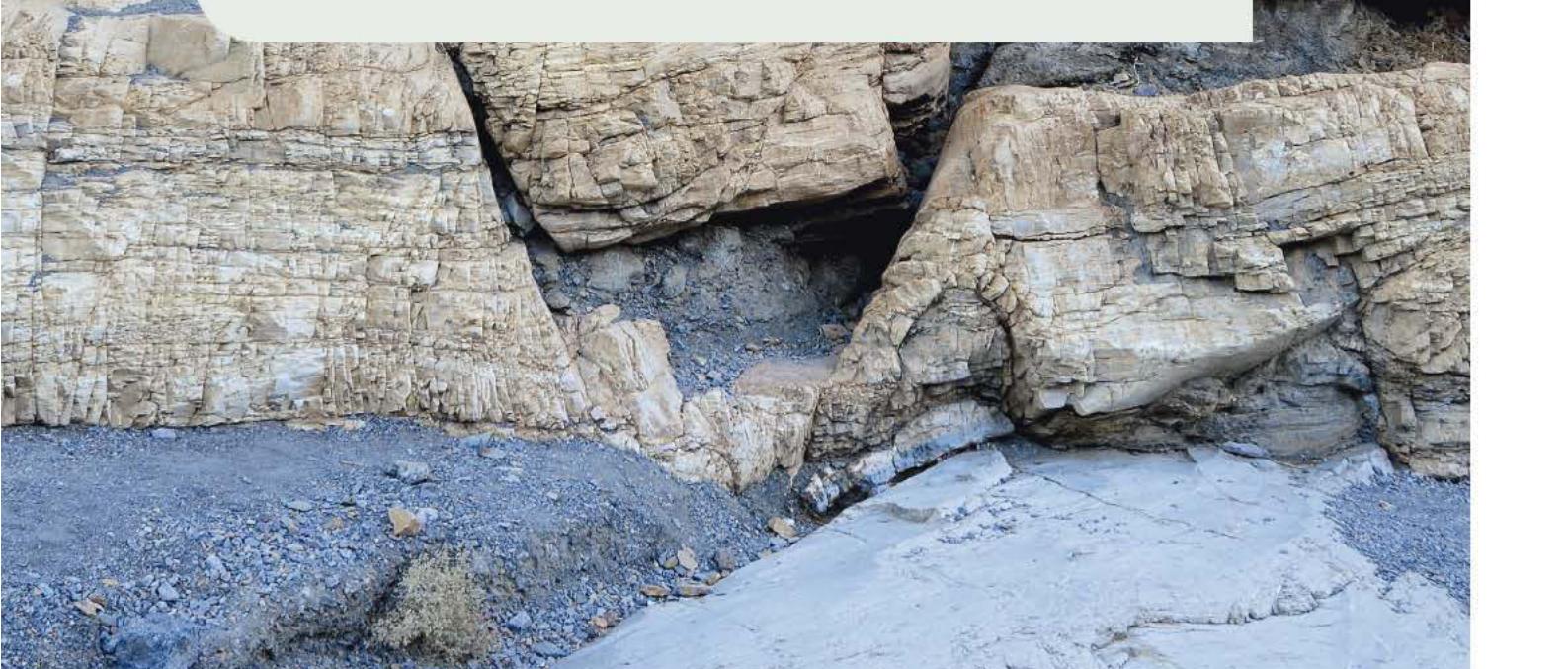
(fault-propagation fold) – nome originalmente aplicado a um tipo particular de dobradura que se desenvolve à frente da propagação de falhas de cavalgamento, mas que também pode ser usado, de modo mais geral, para dobraduras formadas à frente da extremidade de qualquer tipo de falha em propagação. As dobraduras de propagação de falhas diferem das dobraduras associadas a falhas e de outras dobraduras, porque se movem juntamente

Regimes extensionais

18



Tradicionalmente, as estruturas extensionais foram menos estudadas que as contracionais. Entretanto, esse panorama alterou-se na década de 1980, quando se percebeu que muitas falhas e zonas de cisalhamento consideradas como cavalgamentos apresentam evidências de estruturas extensionais de baixo ângulo. Reconhecidas pela primeira vez na província Basin and Range, no oeste dos EUA, as falhas e zonas de cisalhamento extensionais são hoje reconhecidas em diversos cinturões orogênicos. A maioria dos pesquisadores concorda que o estudo das estruturas extensionais mudou significativamente nossa compreensão dos orógenos e dos ciclos orogênicos. O atual interesse nas falhas extensionais também se deve ao fato de que muitas das reservas de hidrocarbonetos em offshore estão localizadas em contextos de rifte, com armadilhas controladas por falhas normais. O aproveitamento da maioria dos reservatórios de hidrocarbonetos requer uma compreensão detalhada das falhas extensionais, suas propriedades e sua complexidade.



18.1 Falhas extensionais

As falhas extensionais causam a extensão da crosta ou de uma camada de referência em rochas deformadas. Uma falha extensional em camadas horizontais é ilustrada esquematicamente na Fig. 18.1B. A falha apresenta um deslocamento próximo à espessura das camadas, de modo que o sentido e a magnitude do rejeito podem ser facilmente identificados. Outras falhas extensionais chegam a acumular até rejeitos de cem quilômetros, que são expressivos, ainda que não se igualem aos deslocamentos de centenas de quilômetros em cavalgamentos e falhas direcionais. Nessa escala, a própria crosta terrestre é a referência natural escolhida. Se a distância entre dois pontos na superfície da Terra, um em cada lado da falha, aumentar durante a deformação, houve uma extensão nessa direção. Mas isso também pode ocorrer em uma falha de rejeito direcional, dependendo das posições relativas dos dois pontos. Desse modo, devemos avaliar a extensão na direção perpendicular à direção da falha para podermos definir se a falha é, de fato, uma falha extensional. Essa é a principal direção de extensão em uma falha com rejeito no rumo do mergulho (Fig. 18.1B), assim como ela é a principal direção de encurtamento em falhas contracionais com deslocamento no rumo do mergulho. Uma falha perfeitamente direcional não apresenta mudanças na distância entre os pontos na direção perpendicular à falha.

Em falhas menores, o termo *falha extensional* pode ser usado se houver um movimento extensional em uma camada de referência, não importando a atitude da camada. Nesse sentido, falhas inversas podem ser falhas extensionais se a camada de referência apresentar um deslocamento extensional. Um exemplo de falha inversa extensional é mostrado na Fig. 18.2, juntamente com a interpretação de como ela se formou e foi rotacionada. É útil, portanto, especificar a superfície de referência por meio de termos como, por exemplo, extensão crustal ou extensão paralela ao acamamento.

UMA FALHA INVERSA TAMBÉM PODE SER UMA FALHA EXTENSIONAL, SE UM ACAMAMENTO TECTÔNICO OU SEDIMENTAR FOR USADO COMO REFERÊNCIA.

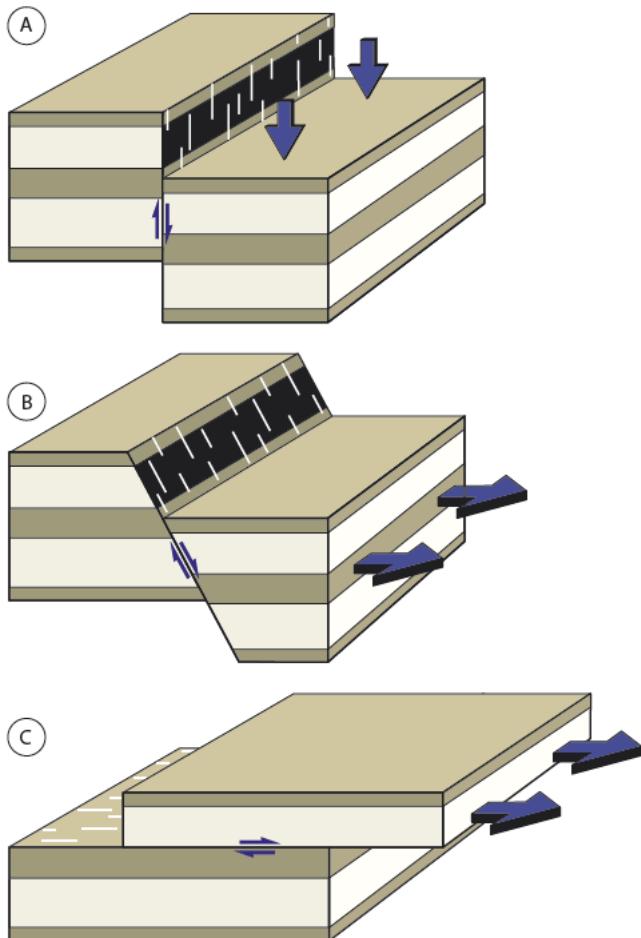


Fig. 18.1 Com a superfície terrestre como referência, as falhas extensionais (B) representam um espectro de falhas normais que vai das verticais (A) às horizontais (C). As falhas verticais e horizontais não são extensionais nem contracionais

O mergulho do plano de falha também é importante. Como indicado na Fig. 18.1, as falhas extensionais cobrem um espectro que vai das falhas verticais (Fig. 18.1A) às horizontais (Fig. 18.1C). As falhas verticais não implicam movimento extensional ou de encurtamento da crosta, apenas movimentos verticais (Fig. 18.1A). Podemos imaginar o falhamento vertical de um bloco como um análogo de larga escala do movimento das teclas de um piano – as teclas se movem verticalmente, mas o teclado mantém sua largura. Essa tectônica vertical foi dominante na maior parte do Platô do Colorado, no oeste dos EUA, durante o evento Laramide, no Cretáceo. Em geral, as falhas orientadas de modo perpendicular a uma camada não causam estiramento ou encurtamento da camada.

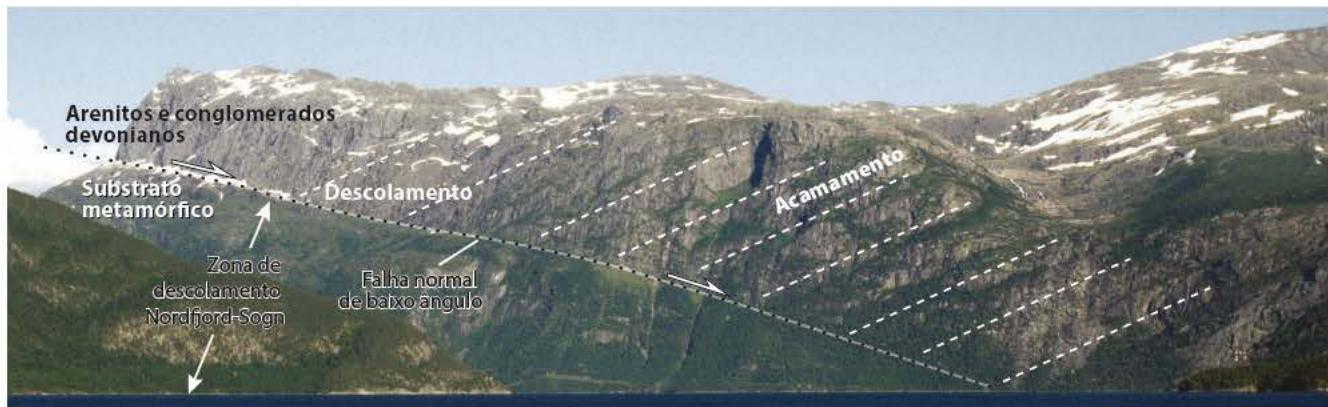


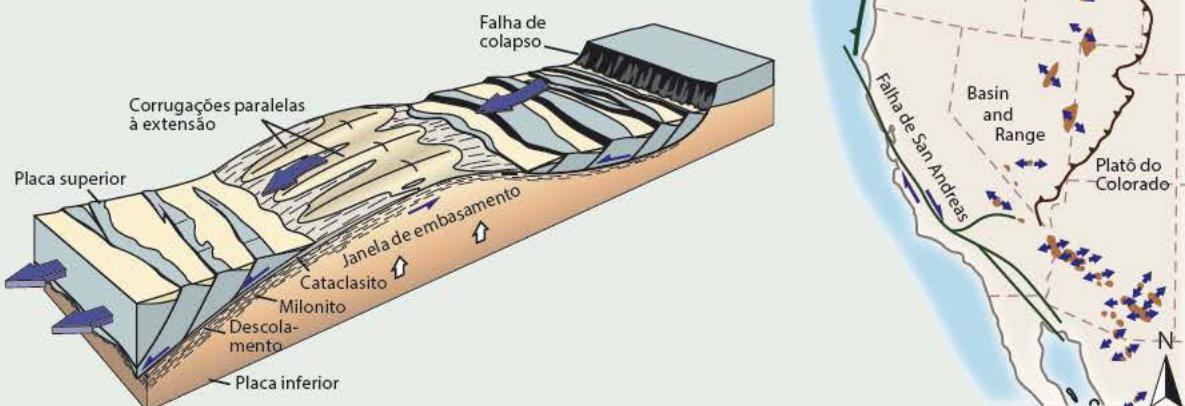
Fig. 18.8 Falha de baixo ângulo sob a Bacia Hornelen, Devoniano, Caledonides da Escandinávia, separando arenitos e conglomerados devonianos de rochas miloníticas do descolamento de Nordfjord-Sogn. Essa falha é rúptil, localizada entre tramas miloníticas da zona de descolamento extensional de Nordfjord-Sogn e a bacia superposta

Foto: Vegard V. Vetti.

Boxe 18.3 Complexos de núcleo metamórfico

Um típico complexo de núcleo metamórfico é constituído por um núcleo de rochas metamórficas exposto em uma janela através de rochas não metamórficas, tipicamente sedimentares, de idade consideravelmente mais jovem. Essas duas unidades ou placas são separadas por um descolamento com evidências de significativo rejeito por cisalhamento. O descolamento é rúptil, sobrepondo-se a tramas miloníticas não coaxiais na placa inferior gnáissica. Em geral, um complexo de núcleo metamórfico é controlado por uma zona de cisalhamento ou de descolamento extensional de baixo ângulo, que se torna mais delgada na placa superior (capa), de modo que as rochas da placa metamórfica inferior ascendem isostaticamente e, posteriormente, são expostas em superfície.

O complexo de núcleo metamórfico ilustrado aqui é assimétrico e com um único descolamento. Há exemplos com dois descolamentos, um de cada lado do domo e com sentidos opostos de cisalhamento. A compreensão do desenvolvimento dos complexos de núcleo



Fonte: baseado em compilações de Wust (1986) e Vanderhaeghe et al. (1999).

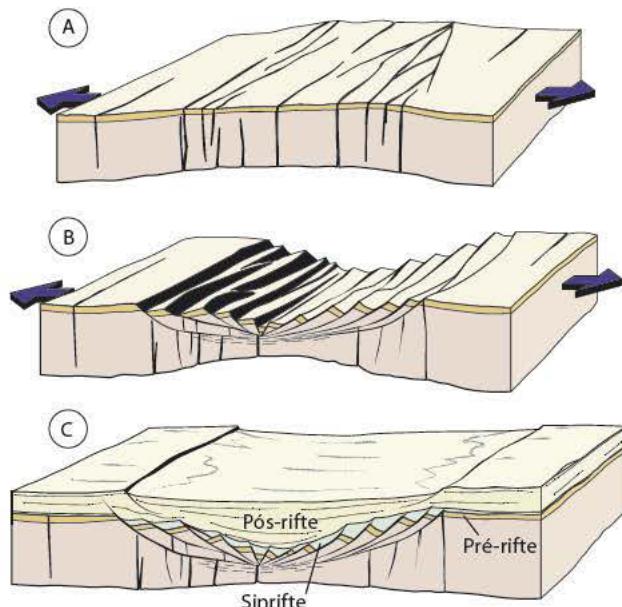


Fig. 18.13 Três estágios de desenvolvimento de um rifte. (A) Extensão inicial, que cria ou reativa fraturas que atingem níveis crustais profundos. A deformação é baixa nesse estágio e há preenchimento de fraturas por magma, com a formação de diques. (B) Estágio de estiramento, durante o qual formam-se os principais complexos de falhas. Os sedimentos sinrifte não estão representados. (C) Subsidiência pós-rifte e sedimentação. As falhas de compactação na sequência pós-rifte formam-se por compactação diferencial

riftes são complexos e envolvem elementos de diversos modelos. Em geral, o desenvolvimento dos riftes depende de diversos fatores, incluindo os processos e a estrutura térmica do manto e a estrutura mecânica da crosta (distribuição e atitude das estruturas de fraqueza preexistentes).

18.7 Hemigrabens e zonas de acumulação

Os riftes simétricos são raros e a maioria deles tem uma falha mestra em um de seus flancos. À medida que nos deslocamos em um rifte, podemos perceber que a localização da falha mestra varia de um lado para outro. Essa é uma característica comum de riftes, que tem sido estudada em detalhe por Bruce R. Rosendahl e colaboradores, na região do lago Tanganica, no sistema de rifte do leste da África. Nesse caso, o rifte desenvolve-se como uma série de hemigrabens com mergulhos opostos. Cada hemigraben tem uma

geometria curva, em meia-lua, e, onde um hemigraben termina, outro se inicia, tipicamente com mergulho oposto. Dependendo do arranjo dos grabens e das falhas secundárias na capa, podem-se formar altos (*horsts*) e baixos (*grabens*) bacinais (Fig. 18.14). O termo zona de acomodação pode ser usado especificamente para esse tipo de estrutura de sobreposição de hemigrabens. Note que seções (quase) simétricas ocorrem apenas em zonas onde dois hemigrabens têm mergulhos opostos (Fig. 18.14).

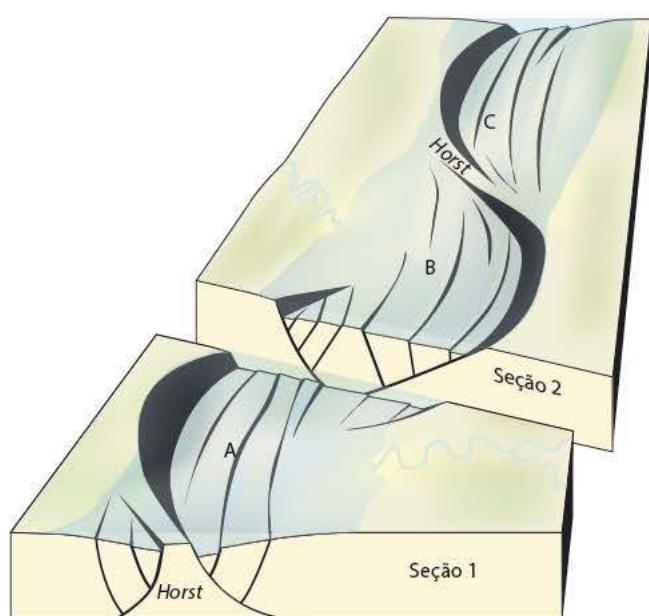


Fig. 18.14 Sistema de rifte composto por hemigrabens sobrepostos, que se interferem mutuamente. As sobreposições são denominadas zonas de acomodação por Rosendahl et al. (1980), com base em dados do grande rifte do leste da África. Diferentes tipos de arranjos de hemigrabens podem ocorrer. As zonas de acomodação podem conter horsts (seção 1) ou grabens (seção 2)

18.8 Modelos de cisalhamento puro e simples

O estiramento crustal em zonas de rifte pode ser discutido em termos de modelos de cisalhamento puro ou de cisalhamento simples (Figs. 18.15 e 18.16). O modelo de cisalhamento puro é também denominado modelo de McKenzie, enquanto que o de cisalhamento simples é conhecido como modelo de Wernicke, em

Falhas de rejeito direcional, transpressão e transtraçāo

19



As falhas de rejeito direcional constituem uma importante classe de falhas, estudada há mais de 100 anos. As primeiras falhas desse tipo a despertar a atenção dos pesquisadores localizam-se na Califórnia (EUA), no Japão e na Nova Zelândia, onde longas falhas de rejeito direcional e com deslocamentos consideráveis atingem a superfície da Terra. Elas são conhecidas por sua relação com terremotos devastadores, particularmente na Califórnia e na Turquia. O conhecimento sobre essas falhas e seus regimes tectônicos é, portanto, de interesse público e acadêmico. Neste capítulo, abordaremos os tipos básicos de falhas de rejeito direcional, sua formação e seus contextos tectônicos, e também discutiremos as falhas de transpressão e transtraçāo – deformações tridimensionais que conectam o rejeito direcional com regimes contracionais e extensionais.

19.1 Falhas de rejeito direcional

As falhas de rejeito direcional são falhas cujo vetor de rejeito é paralelo à direção da falha e, portanto, paralelo à superfície terrestre (Fig. 19.1). As zonas de cisalhamento de rejeito direcional são versões mais profundas, dominadas por mecanismos de deformação plástica; entretanto, há uma tendência de se usar o termo *falsa de rejeito direcional* nos dois casos. As falhas (e as zonas de cisalhamento) de rejeito direcional têm mergulho tipicamente maior que as demais falhas e podem aparecer como traços retilíneos em mapas geológicos. Curvaturas e irregularidades geométricas podem ocorrer, com importantes implicações para as estruturas associadas a falhas de rejeito direcional. As falhas de rejeito direcional existem em todas as escalas e incluem algumas das mais longas e famosas

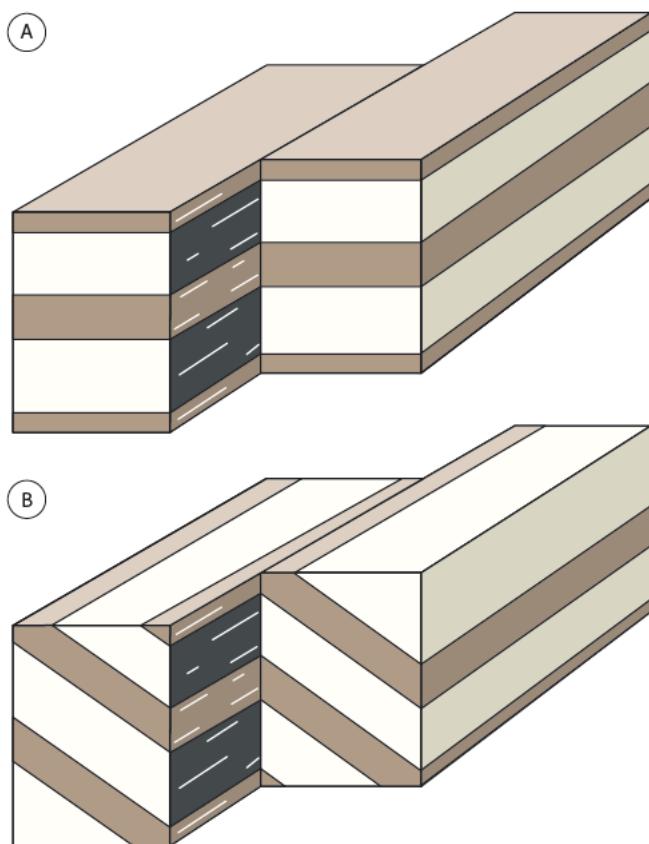


Fig. 19.1 Falhas de rejeito direcional puro não causam deslocamento de camadas verticais ou horizontais (A), ou paralelas à direção da falha (B). Portanto, sua identificação apenas a partir de dados sísmicos pode ser difícil. O sentido de movimento mostrado nos esquemas é sinistral (lateral esquerdo)

falhas do mundo. A falsa de San Andreas, na Califórnia (EUA), e a falsa do Norte da Anatólia, na Turquia, são bem conhecidas e especialmente temidas por causa dos seus terremotos.

AS FALHAS E AS ZONAS DE CISALHAMENTO DE REJEITO DIRECIONAL TENDEM A TER ALTO ÂNGULO DE MERGULHO – MUITAS SÃO RETILÍNEAS QUANDO VISTAS EM MAPA.

Uma falsa de rejeito direcional pode ser sinistral (lateral esquerda) ou destral (lateral direita) e, idealmente, não envolve movimentos verticais dos blocos. Enquanto o rejeito das falhas normais e inversas é fortemente limitado pela espessura da crosta, as falhas de rejeito direcional podem estender-se por todo o globo e, ao menos teoricamente, acumular uma quantidade infinita de rejeito. As falhas de rejeito direcional global nunca foram encontradas, e apenas ilustram o fato de que falhas de rejeito direcional podem, teoricamente, acumular grandes deslocamentos. Famosas falhas e zonas de cisalhamento de rejeito direcional, como a falsa Great Glen, na Escócia; a zona Tornquist, no norte da Europa; a falsa Billefjorden, em Spitsbergen, Noruega; a zona de cisalhamento Great Slave Lake, no Canadá; a zona de cisalhamento Nordre Strømfjord, no sul da Groenlândia; e a falsa Alpina, na Nova Zelândia, registram centenas ou milhares de quilômetros de deslocamentos laterais, ainda que alguns autores considerem esses rejeitos menores.

19.2 Falhas de transferência

As falhas de rejeito direcional têm várias funções cinemáticas e recebem diferentes nomes. As falhas de transferência são falhas de rejeito direcional que transferem deslocamentos de uma falsa para outra. Em geral, qualquer tipo de falsa que esteja conectada a outra falsa irá realizar uma transferência de deslocamento, mas este termo é usado especificamente para um tipo particular de falsa de rejeito direcional cujas extremidades terminam em outras falhas ou fraturas extensionais. As falhas de transferência são, portanto, limitadas e não podem crescer livremente, o que tem implicações na relação rejeito-comprimento.

Boxe 19.2 Deslizamento lateral no Atlântico Norte

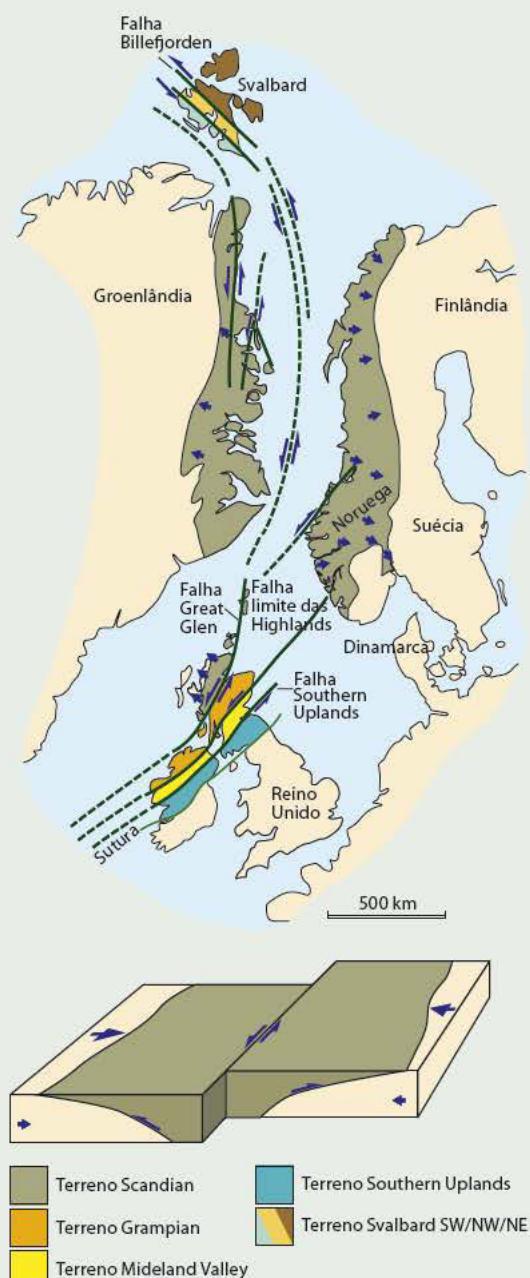
Várias falhas extensas e topograficamente salientes transectam as Caledonides do Atlântico Norte, desde Svalbard, ao norte, até as Ilhas Britânicas, ao sul. As mais famosas e notáveis são a falha Great Glen, na Escócia, e a falha Billefjorden, em Svalbard. Essas estruturas apresentam muitas das características das falhas de rejeito direcional, como traços de falha retilíneos e mergulho em alto ângulo. As falhas encontram-se, em sua maior parte, cobertas, e as porções expostas são complicadas por reativa-

ções superpostas, mas elas separam terrenos ou unidades litológicas com evoluções tectonometamórficas distintas. Portanto, há um consenso entre os geólogos de que elas tenham se comportado como falhas de rejeito direcional na parte final da orogenia caledônica.

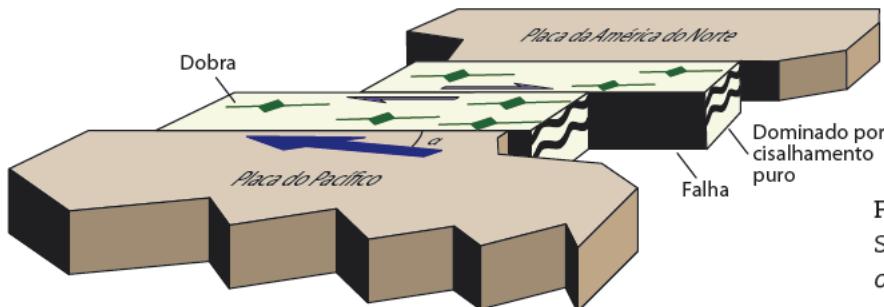
A quantidade de rejeito direcional é difícil de estimar, e interpretações muito diferentes têm sido propostas. As estimativas extremas apontam para rejeitos entre 1.000 km e 2.000 km no final do Caledôniano para esse sistema de falhas de rejeito direcional. O geólogo britânico W. Brian Harland foi um dos primeiros a sugerir um rejeito direcional, e na década de 1960 ele sugeriu uma conexão entre a falha Billefjorden, em Svalbard, e a falha Great Glen, na Escócia – uma interpretação que implica estender esse sistema de falhas de rejeito direcional por mais de 3.500 km. Ele pode até mesmo conectar-se a sudoeste com as falhas de rejeito direcional dos Apalaches, em Newfoundland, Canadá. A maioria dos pesquisadores atualmente considera rejeitos da ordem de poucas centenas de quilômetros, em vez de milhares.

Não obstante, um sistema significativo de falhas de rejeito direcional na porção central da zona de colisão caledônica indica que essa orogenia foi oblíqua e transpressional, com o componente de rejeito direcional localizado no além-país.

Hoje sabemos que, em diferentes momentos e sob a influência de diferentes campos de esforços, muitas dessas falhas de alto ângulo foram reativadas como falhas normais e inversas. Esta é uma feição característica das falhas de rejeito direcional, resultando em um padrão complexo, de difícil interpretação.



Mapa simplificado das Caledonides do Atlântico Norte (reconstrução devoniana), enfatizando as falhas de rejeito direcional. Também é indicado o conceito de partição entre encurtamento orogênico e movimentos de rejeito direcional paralelos ao orógeno



A partição da deformação é, portanto, um importante aspecto em muitas zonas de rejeito direcional e margens de placas.

Fig. 19.24 Esquema da zona de falha de San Andreas, Califórnia, EUA. O ângulo α entre as duas apófises de fluxo é de apenas 5° , mas como o cisalhamento simples é localizado nas falhas, o cisalhamento puro predomina no volume entre as falhas; por esse motivo, os eixos das dobrões são subparalelos às falhas, e não como aqueles indicados na Fig. 19.10

Resumo

Vimos como as zonas de rejeito direcional formam importantes estruturas em muitas partes do mundo, particularmente ao longo de limites transformantes de placas. As estruturas de rejeito direcional são particularmente interessantes onde ocorrem complicações geométricas, ou onde a deformação geral apresenta um desvio em relação ao cisalhamento simples (transpressão, transtraçâo). Apesar de haver muitos modelos de transpressão e transtraçâo que poderiam ser detalhados, os modelos simples, baseados nos padrões identificados em mapas e em campo, podem explicar muitas das principais estruturas e gerar questões adicionais que contribuem para a compreensão dessas estruturas. Alguns pontos importantes e questões relevantes são:

- As zonas de rejeito direcional ocorrem ao longo de limites transformantes de placas como falhas transformantes.
- Elas também ocorrem no interior dos continentes como falhas transcorrentes.
- A transpressão (transtraçâo) ocorre onde há um componente de encurtamento (extensão) através de uma zona de rejeito direcional.
- A partição da deformação é encontrada em muitas zonas de deformação transpressional.
- Os modelos simples de transpressão preveem a partição em domínios de deformação coaxial separados por zonas de cisalhamento simples (falhas de rejeito direcional).

QUESTÕES DE REVISÃO

- 1] Quais são as características de falhas ou zonas de cisalhamento em larga escala?
- 2] Qual é o papel das falhas de transferência e em que contextos elas podem ocorrer?
- 3] Que tipo de estruturas se forma onde uma falha de rejeito direcional apresenta uma curva abrupta?
- 4] Como seria o perfil através de uma curva de restrição? E de uma curva de liberação?
- 5] Que tipos de contextos são representados pelo Vale da Morte?
- 6] O que pode acontecer com as falhas de rejeito direcional em profundidade?
- 7] Como poderíamos explicar a deformação por achatamento em uma zona de cisalhamento com um movimento claramente de rejeito direcional?
- 8] Assim como o Vale da Morte, o Mar Morto é um local onde podemos caminhar em terra seca abaixo do nível do mar, em uma depressão aparentemente sem motivo no contexto de uma falha de rejeito direcional. Como poderíamos explicar essa situação?
- 9] Como as falhas de rejeito direcional acomodam cisalhamento puro em larga escala?

Tectônicas do sal

20

O sal como rocha tem propriedades e comportamentos muito diferentes da maioria das rochas. Quando sequências sedimentares contendo sal são deformadas, elas desenvolvem características próprias e, por vezes, estilos estruturais fascinantes. Cristas, pillows, diápiros e mesmo geleiras de sal são estruturas especiais, importantes em diversos contextos. Mesmo quando o sal é restrito a uma fina camada, ele pode controlar o desenvolvimento estrutural e expandir a área afetada pela deformação, devido à sua tendência de comportar-se como uma zona de descolamento. As estruturas relacionadas ao sal são importantes nos regimes tectônicos contracionais e extensionais, e também são importantes porque muitas das reservas de petróleo estão em províncias que contêm sal ou que foram deformadas pela tectônica do sal. Neste capítulo, vamos abordar especificamente as estruturas e a tectônica do sal, apresentando uma visão panorâmica da geometria das estruturas, dos processos envolvidos e dos contextos tectônicos em diversos locais em todo o mundo.

20.1 Tectônica do sal e halocinese

As camadas de sal são partes integrantes do registro sedimentar em muitas bacias, incluindo bacias cratônicas, em riftes, em margens passivas e em antepaíses, e têm um papel importante quando a sequência em que se encontram é afetada por deformação, seja em contexto extensional, contracional ou de rejeito direcional. A seção da Fig. 20.1 representa um contexto de rifte, onde as camadas de sal de Zechstein, do Permiano, estendem-se por centenas de quilômetros. A Fig. 20.2 mostra que essa camada de sal pode ser traçada através da maior parte do norte da Europa (do Reino Unido à Polônia) e que sua espessura originalmente constante foi remodelada em concentrações de contornos circulares ou elípticos quando vistos em mapa. A seção geológica (Fig. 20.1) mostra claramente que o sal forma estruturas que não seguem a orientação aproximadamente horizontal das camadas de uma bacia.

O sal nessa seção foi deformado (por fluxo). Usamos o termo tectônica do sal quando a participação do sal na deformação chega a afetar o tipo, a geometria, a localização e/ou o grau de deformação das estruturas. Esse termo cobre qualquer deformação ou estrutura deformacional relacionada ao sal, incluindo a deformação relacionada ao descolamento. Outro termo que se aplica ao movimento de sal em subsuperfície e à formação de diápiros é halocinese, do grego *halos* (sal ou halita) e *kinesis* (movimento).

A influência do sal na deformação depende de sua espessura, extensão e posição na coluna estratigráfica; do seu grau de reativação do embasamento e das propriedades físicas das camadas sobrejacentes. A deformação pode ser local e não relacionada à tectônica de placas, sendo controlada apenas pelo contraste de

densidade entre o sal e as rochas sobrejacentes. Em outros casos, possivelmente mais comuns, o sal responde a um campo regional de esforços tectônicos. A seguir, vamos discutir algumas das estruturas mais comumente associadas ao movimento do sal, após uma breve revisão das suas propriedades especiais.

20.2 Propriedades e reologia do sal

O sal tem propriedades físicas e reológicas que fazem dele uma rocha fundamentalmente diferente da maioria das demais (Boxe 20.1). Em primeiro lugar, as camadas de sal nas sequências sedimentares podem consistir de halita pura, mas comumente contêm minerais como anidrita, gipsita e argilominerais. A halita pura tem densidade relativamente baixa (2.160 g/cm^3), enquanto a do sal impuro é um pouco maior. Portanto, o sal é menos denso que a maioria das rochas carbonáticas, porém é mais denso que os sedimentos siliciclásticos não consolidados. O que podemos afirmar sobre o contraste de densidade que, de acordo com muitos livros introdutórios, promove o diapirismo de sal?

A resposta está relacionada à diferença na compactação entre o sal e os sedimentos porosos. O sal, que praticamente não apresenta porosidade mesmo em níveis crustais rasos, é praticamente incompressível e, portanto, não se torna mais denso com o aumento da carga sobrejacente. Esse comportamento é diferente do da maioria das rochas sedimentares, que podem ser significativamente compactadas. Os sedimentos são fisicamente compactados e quimicamente alterados durante o soterramento, o que causa um aumento de densidade com a profundidade de soterramento. Portanto, há uma inversão de densidade (camada mais densa sobre camada menos

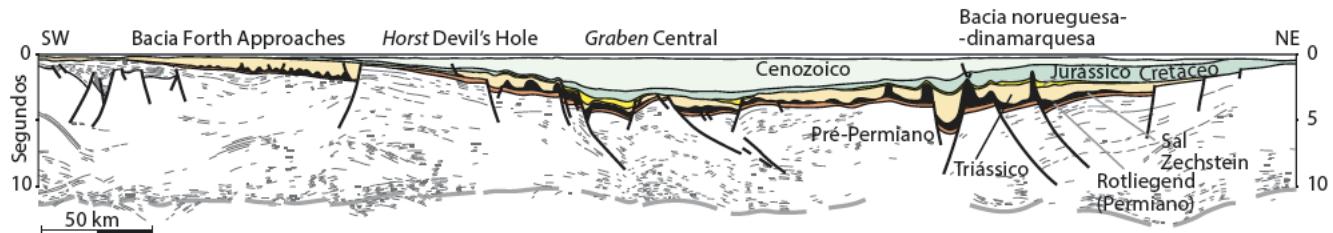


Fig. 20.1 Seção geológica (interpretação de linha sísmica) através de múltiplas estruturas de sal na porção sul do Mar do Norte. A localização do perfil é indicada na Fig. 20.2

Fonte: baseado em Zanella et al. (2003).



Fig. 20.10 Estruturas de sal expostas em Dasht-e Kavir, Irã. As formas circulares dos diápiros são visíveis. Note as dobras nas camadas sobrejacentes, que também contêm sal
Imagem: Nasa.

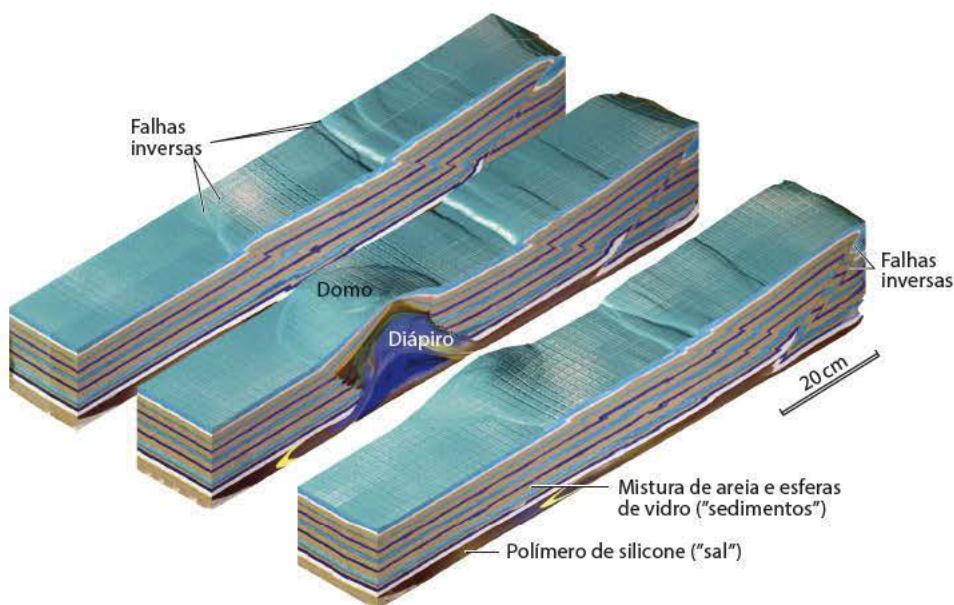


Fig. 20.11 Exemplo de experimento físico com um análogo de sal coberto por sedimentos. Este é um entre vários modelos que simulam a contração de uma sequência sedimentar com um diápiro de sal preexistente. Durante o experimento, o teto do diápiro assumiu a forma de domo e falhas inversas se desenvolveram ao longo da direção do domo. Imagem por cortesia de Tim Dooley, Laboratório de Geodinâmica Aplicada da Universidade do Texas, Austin, EUA

Alguns pesquisadores também consideram as variações na resistência como um tipo de carga diferencial. A carga diferencial é um fator importante para o movimento do sal e está relacionada a variações laterais no campo de esforços na camada de sal. Como o sal se comporta como um fluido viscoso podemos descrever essa situação como uma pressão diferencial, que não pode ser sustentada pelo sal ao longo do tempo. Portanto, a carga diferencial provoca o início do fluxo de sal em direção às áreas de baixa pressão.

O movimento do sal em resposta à carga diferencial não ocorre devido à inversão de densidade e, portanto, é diferente do modelo de flutuabilidade, o que significa que a carga diferencial é eficiente mesmo em níveis crustais rasos, provocando o movimento de sal quando novos sedimentos são depositados de modo heterogêneo sobre a camada de sal.

Uma carga diferencial pode ocorrer se, por algum motivo, uma área for soterrada (ou erodida) com um peso maior que nas regiões adjacentes; nesse caso, o

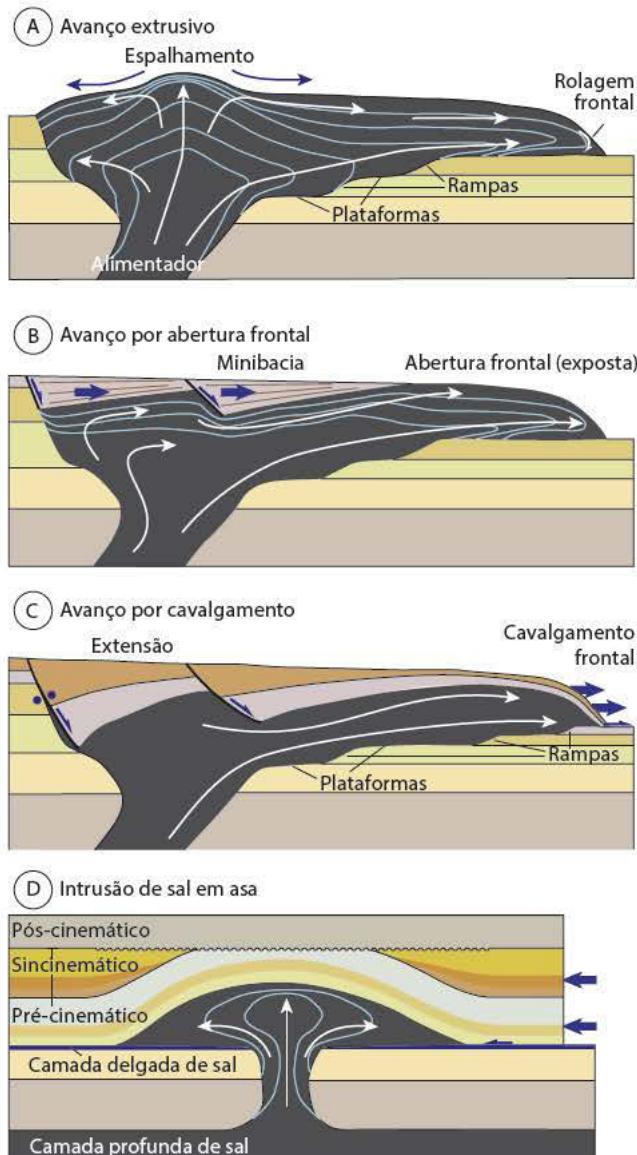


Fig. 20.19 Desenvolvimento esquemático de diferentes estruturas alóctones de sal (lâminas de sal)

Fonte: baseado em Hudec e Jackson (2006).

longo dessas estruturas são relacionadas à propagação do cavalgamento (Cap. 17), e não a variações nas taxas de sedimentação. Há uma grande similaridade entre a geometria rampa-patamar-rampa resultante de estruturas basais formadas na extrusão de lâminas e no avanço por abertura frontal, e as estruturas de cavalgamento.

Há casos em que várias lâminas de sal se formam numa mesma região; se elas forem próximas o bastante, pode ocorrer coalescência e formação de uma unidade contínua ou um dossel de sal, que poderá cobrir uma extensa área. Assim que se forma, o dossel

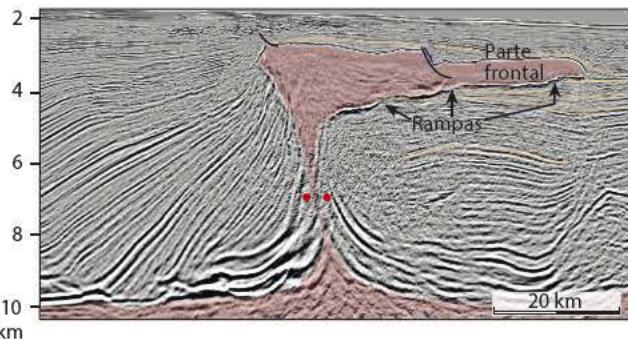


Fig. 20.20 Estrutura clássica de lâmina de sal no Golfo do México (cânion Mississippi). Imagem fornecida por cortesia de TSG-NOPEC

pode atuar como uma camada qualquer de sal, permitindo a criação de diápiros secundários que ascendem às unidades estratigráficas superiores.

20.6.3 Intrusões de sal

Os tipos de lâminas de sal anteriormente descritos formam-se na superfície ou próximo a ela. É possível, ainda que não muito comum, que haja intrusão de sal em níveis estratigráficos profundos. Essas estruturas são denominadas intrusões de sal (em asa) (salt (wing) intrusions), conhecidas no Mar do Norte, onde a principal camada de sal (sal permiano Zechstein) se intrudiu em uma camada superior, relativamente delgada, de evaporito do Triássico. As estruturas resultantes assemelham-se a intrusões de lacólitos magmáticos (Fig. 19.21). A presença de uma camada superior de evaporito de baixa resistência parece ter sido necessária para que a intrusão de sal se formasse; isso também está relacionado à contração regional que comprimiu o sal e formou dobras de descolamento acima da camada superior de evaporito. As dobras de descolamento criaram espaços para o sal fluir. Em



Fig. 20.21 Ocorrência rara de um diálogo de sal (parede de sal) intrudido por magma. A intrusão é um lacólito similar às intrusões de sal descritas no texto. Área Moab, Utah, EUA

Fonte: baseado em Doelling (2001).

Balanceamento e restauração

21

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.

21.1 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 geológicas. Uma seção balanceada deve ser admissível, o que significa que 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 dobras 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,

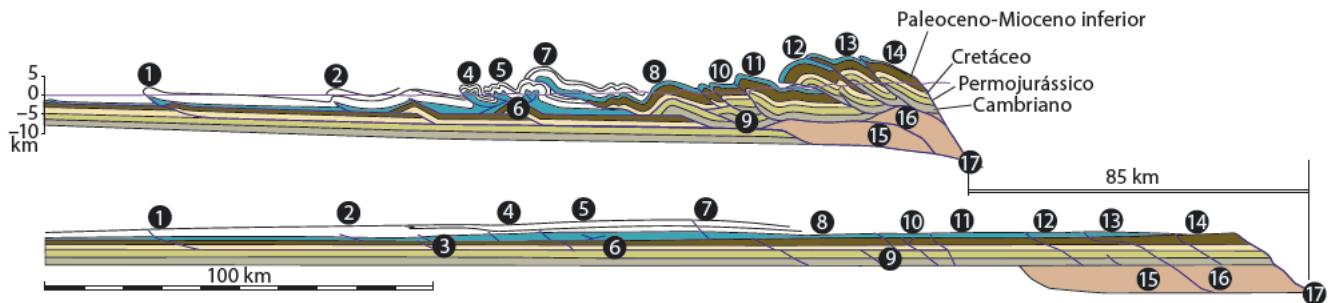


Fig. 21.3 Seção geológica através do cinturão de dobramentos e cavalgamentos de Zagros, Irã. A seção foi balanceada pelo método de camada sinuosa, que envolve a medição dos comprimentos do topo e da base de cada formação nos blocos entre as falhas, ajustando-se o comprimento de rampas e plataformas na 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).

e horizontais (Figs. 21.1 e 21.2A). 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.

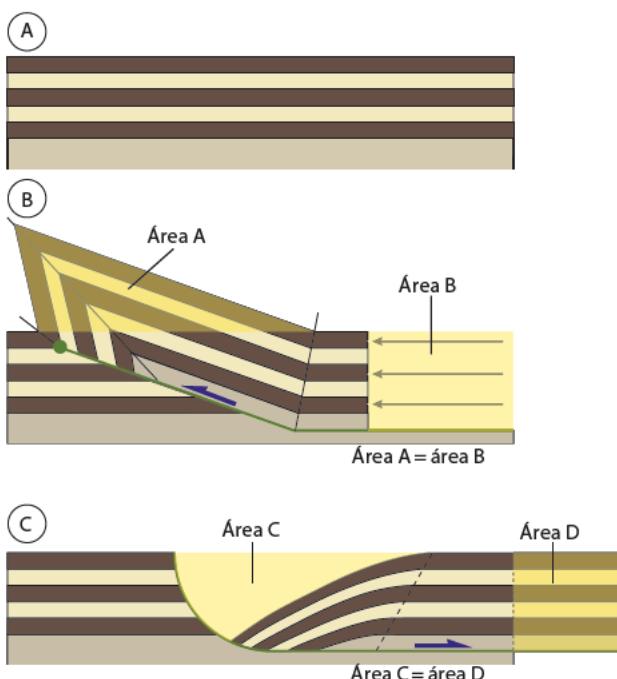


Fig. 21.4 Balanceamento de seções de área constante na direção de transporte. (A) Seção não deformada, (B) dobra de propagação de falha, (C) falha lítistica extensional. Note que o comprimento da camada varia se houver deformação interna por cisalhamento, mas não se o mecanismo for de deslizamento flexural ou cisalhamento flexural

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. 21.4B 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. 21.4C. Se conhecermos a extensão (deslocamento horizontal da capa), poderemos facilmente estimar a profundidade na qual as falhas líticas se horizontalizam. Este é o mesmo caso das dobras de propagação de falhas (Fig. 21.4B).

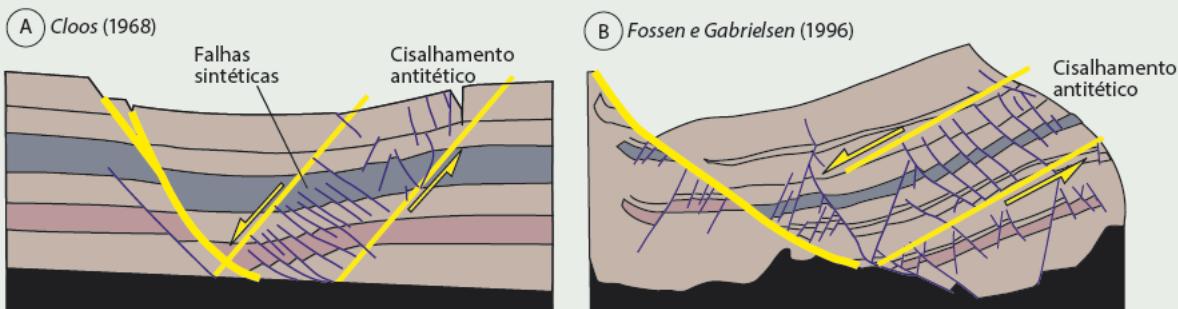
21.2.3 Deslizamento flexural

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.

Boxe 21.2 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 camadas 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.



Cap. 12). O cisalhamento vertical não envolve estiramento ou encurtamento na direção horizontal, 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. 21.6, 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 camadas deformadas acima de falhas lísticas,

ao passo que o cisalhamento sintético produz camadas com mergulho excessivamente alto, não realista, na maioria dos casos (Fig. 21.6D). 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. 21.7). 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 9.4) pode ser uma alternativa mais realista. Um exemplo é mostrado na Fig. 21.8, onde a modelagem trishear progressiva (A) reproduz a seção (B) adequadamente.

O modelo trishear não tem ângulo fixo, mas envolve uma zona triangular de deformação, que é ligada à extremidade da falha e representa uma zona de processo dúctil espacialmente anterior à falha. Trishear

Uma breve visão panorâmica



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.

22.1 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. 22.1), o falhamento e o dobramento ocorreram em uma mesma fase de deformação ou em momentos diferentes, sob diferentes campos de esforços e condições físi-

cas? Talvez tenhamos que fazer medições das várias estruturas e lançar os dados em diagramas de projeção esférica 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.

22.2 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.

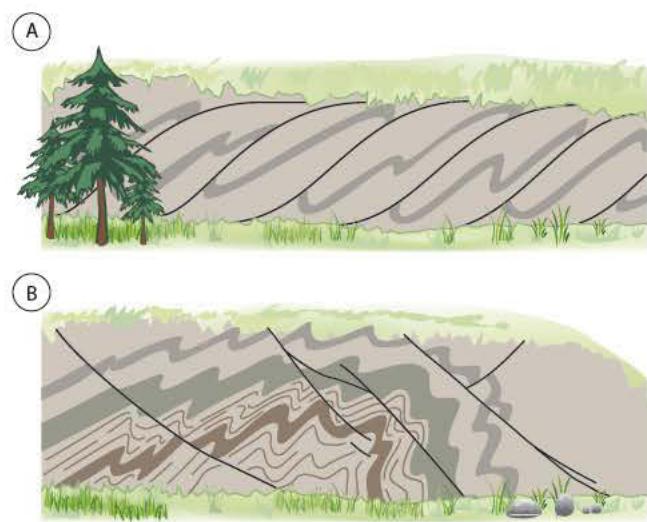


Fig. 22.1 Falhas e dobras em afloramento. Em (A) o padrão de dobras ajusta-se sistematicamente às falhas inversas, fazendo com que seja natural atribuir as dobras e falhas a uma mesma fase deformacional. Em (B) não há conexão cinemática entre as falhas normais e as dobras, sugerindo que sejam expressões 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 condição 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. 10, deve apresentar um padrão consistente se considerarmos que as falhas e fraturas se formaram no mesmo campo de esforços regionais.

22.4 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.

22.4.1 Porfiroblastos

Alguns minerais metamórficos crescem e formam cristais muito maiores que o tamanho médio dos cristais ao seu redor. Os grandes cristais metamórficos são denominados porfiroblastos e são comuns em micaxistas e gnaisses. Os porfiroblastos mostrados na Fig. 22.2 apresentam inclusões que definem uma foliação interna, fortemente curvada na Fig. 22.2A e mais retilínea na Fig. 22.2B. 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. 22.3 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 rota-

cionalam 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. 22.2A pode ser interpretado como sintectônico. Os padrões pré-tectônicos (intertectônicos) de inclusões tendem a ser retilíneos (Fig. 22.2B), 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. 22.3).

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.

22.4.2 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. 22.4). 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 lentes tectônicas de zonas de cisalhamento, como mostrado na Fig. 22.5, na qual um paragnisse proterozoico 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

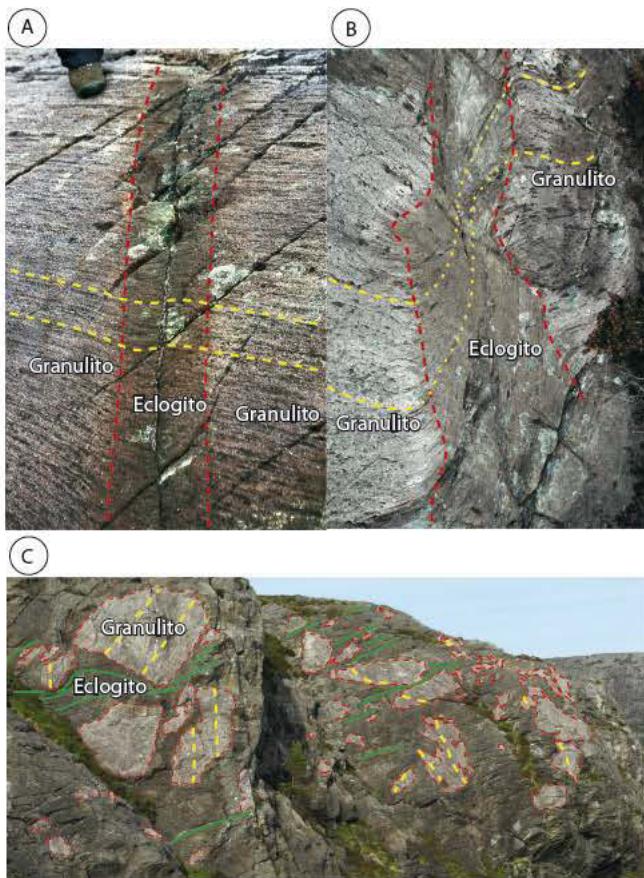


Fig. 22.5 Relação próxima entre metamorfismo e estruturas de deformação durante a eclogitização caledônica de granulitos de idade Grenville, de Bergen Arcs, nas Caledônides do sudoeste da Noruega. Eclogitização seletiva ao longo de uma fratura (A), de uma zona de cisalhamento plástico (B) e em uma zona 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)

cisalhamento de diferentes idades contêm diferentes assembleias minerais metamórficas, que são importantes fontes de informação que nos ajudam a definir suas trajetórias $P-T$.

22.5 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. 22.4C). 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 SÍNTESE 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

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

Apêndice B - Projeções esféricas

Em Geologia, os dados de atitudes tridimensionais, como estratificações, foliações e lineações, geralmente são projetados em duas dimensões através de projeções esféricas. Uma vez projetados, os dados podem ser analisados e comparados, e suas relações e características estruturais podem ser convenientemente avaliadas. As projeções esféricas têm sido usadas desde o início da geologia estrutural moderna, primeiro com métodos manuais de projeção e, mais recentemente, com programas gráficos específicos, disponíveis para computadores pessoais.

B.1 Projeção estereográfica (equiangular)

A projeção esférica é a representação da atitude de estruturas planas e lineares em um diagrama em duas dimensões. A atitude de um plano é representada ao imaginarmos que esse plano atravessa o centro de uma esfera (Fig. B.1A). A linha de intersecção entre o plano e a esfera irá representar um círculo, formalmente conhecido como *grande círculo*. Exceto no campo da cristalografia, no qual se usa o hemisfério superior, os geólogos estruturalistas usam o hemisfério inferior nas projeções estereográficas (Fig. B.1B). Podemos projetar esse plano no plano horizontal que passa pelo centro da esfera. Esse plano será nosso plano de projeção e irá intersectar a esfera ao longo de um círculo horizontal, denominado *círculo primitivo*.

Para realizar uma projeção, conectamos pontos na parte inferior de nosso grande círculo com o ponto mais alto da esfera ou zênite (linhas vermelhas em B.1C). Uma projeção em forma de círculo (parte de um círculo) se forma no plano de projeção horizontal e é chamada de projeção estereográfica do plano. Se o plano for horizontal, ele irá coincidir com o círculo

primitivo e se for vertical, será representado por uma linha reta. As projeções estereográficas de planos são formalmente denominadas traços ciclográficos, mas são quase sempre chamadas de grandes círculos, devido à sua relação próxima com os grandes círculos anteriormente definidos.

Assim que compreendemos como a projeção estereográfica de um plano é feita, as projeções de linhas tornam-se evidentes, pois uma linha é um subconjunto de um plano. As linhas são projetadas como pontos, assim como os planos são projetados como grandes círculos. Um grande círculo pode ser considerado como sendo formado por pontos, cada um representando uma linha em seu interior. Portanto, uma linha contida em um plano, como uma estria ou uma lineação mineral, aparecerá como um ponto no grande círculo correspondente ao plano.

Na Fig. B.2 também projetamos a linha normal a um dado plano, denominada polo desse plano. A projeção é encontrada orientando-se a linha através do centro e conectando sua intersecção com o hemisfério inferior com o zênite (linha vermelha na Fig. B.2A). A intersecção dessa linha (vermelha) com o plano de pro-

Glossário

- Abertura (aperture):** distância entre as duas paredes de uma fratura.
- Acamamento transposto (transposed layering):** acamamento formado por achatamento tectônico de elementos originalmente transversais (diques, camadas, estratificações cruzadas, bandamento magmático, foliação tectônica etc.) que se tornam uma foliação com elementos subparalelos. O processo envolve alta deformação e a foliação representa o plano de achatamento (XY) do elipsóide. Geralmente observado em gnaisses da crosta inferior.
- Achatamento uniforme (uniform flattening):** estado de esforços onde o encurtamento em Z é compensado por igual estiramento em todas as direções perpendiculares a ele (Z).
- Ajuste de escala (scaling):** variação de grandezas físicas naturais para adequá-las a um dado experimento de laboratório. Juntamente com o ajuste de escala de comprimentos, como a espessura da crosta, é também necessário ajustar a taxa de deformação e grandezas como temperatura, viscosidade, esforço, gravidade, esforço confinante, coesão e tamanho de grãos.
- Além-país (hinterland):** zona central ou interna de um orógeno, em oposição ao antepaís (foreland). Caracterizada por participação do embasamento e grau metamórfico localmente alto.
- Aletas (flaps):** camadas dobradas ao longo das paredes superiores de diápiros de sal, com mergulho para longe do diápiro (a menos que tenham sido invertidas). As aletas se formam quando o diápiro de sal se move, abrindo caminho através das camadas sobrejacentes, soerguentdo, rotacionando e empurrando para o lado tais camadas.
- Alóctone (allochthonous):** unidade tectônica transportada para longe de sua posição original, de modo que não seja possível uma correlação direta com seu substrato original. Derivado do grego, *allos*, que significa diferente e *chthon*, que significa terreno. Tipicamente usado para *nappes* transportadas por dezenas de quilômetros ou mais.
- Amolecimento por deformação (strain softening):** efeito pelo qual o nível de esforço deve ser diminuído para que a taxa de deformação seja mantida, o oposto de endurecimento por deformação.
- Análise dinâmica (dynamic analysis):** análise da relação entre esforço e deformação.
- Angularidade (bluntness):** curvatura da charneira de dobras, observada em seção transversal à linha de charneira.
- Angularidade de dobras (tightness (of folds)): geometria de dobra em termos do ângulo interflancos. Pode variar desde suave, passando por aberta e fechada, até isoclinal.**
- Ângulo interflancos (interlimb angle):** ângulo interno entre os dois flancos de uma dobra.
- Antepaís (foreland):** parte frontal ou periférica de um cavamento regional ou cinturão orogênico, dominada por tectônica thin-skinned e condições de grau metamórfico muito baixo ou não metamórficas.
- Anticlinal (anticlinal):** dobra em camadas de rochas progressivamente mais jovens ao se afastar da superfície axial da dobra.
- Anticlinal de sal (salt anticline):** anticlinal com núcleo de sal, geralmente formado por movimento do sal (que flui para dentro da estrutura anticlinal) e encurvamento dos estratos sobrejacentes (sem haver intrusão de sal).
- Anticlinal sinformal (synformal anticline):** anticlinal (os estratos se tornam mais jovens à medida em que se afastam da superfície axial) que tem a forma de uma sinforma, ou seja, um anticlinal invertido.
- Anticrack:** termo da engenharia aplicado a fraturas fechadas, ou seja, fraturas que apresentam deslocamento por compactação.
- Antiforme (antiform):** dobra cujo mergulho dos flancos é para baixo e para longe da zona de charneira.
- Apófises de fluxo (flow apophyses):** apófises que separam domínios com diferentes movimentos de partículas durante o fluxo (deformação).
- Arrasto (dobras) (drag (folds)): zona de dobramento sobre um ou ambos os lados de uma falha ou estrutura de sal. O dobramento deve estar relacionado formação e/ou crescimento da falha. Este termo era originalmente um termo genético, implicando dobramento controlado por resistência friccional ao longo da falha. Atualmente o termo é usado de modo puramente descritivo.**
- Arrasto de borda (boundary drag):** restrição ao fluxo de uma camada por forças de cisalhamento viscoso em suas bordas. Particularmente relevante em camadas de sal e de magma viscoso.
- Arrasto normal (normal drag):** rotação de camadas nas paredes de uma falha, de modo que a curvatura seja consistente com o sentido de rejeito da falha.
- Arrasto inverso (reverse drag):** rotação de camadas na capa de uma falha, onde a curvatura não é consistente com o sen-

Referências bibliográficas

- Allmendinger, R. W., 1998, Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17: 640–656.
- Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K. R., Munoz, J. A., Roca, E. and Chong, G., 2008, The role of inherited tectonosedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30: 1520–1539.
- Anderson, E. M., 1951, *The Dynamics of Faulting*. Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Andò, E., Hall, S. A., Viggiani, G., Desrues, J. and Bésuelle, P., 2011, Grain-scale experimental investigation of localised deformation in sand: a discrete particle tracking approach. *Acta Geotechnica* 7: 1–13.
- Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, pp. 53–100.
- Austrheim, H., 1987, Eclogitization of lower crust granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters* 81: 221–232.
- Bellingham, P., Connors, C., Haworth, B. R. and Danforth, A., 2014, The deepwater Niger Delta: an underexplored world-class petroleum province. *GeoExpro* 11 (5): 54–56.
- Bhattacharyya, P. and Hudleston, P., 2001, Strain in ductile shear zones in the Caledonides of northern Sweden: a three-dimensional puzzle. *Journal of Structural Geology* 23: 1549–1565.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M. J. and Davis, W. J., 2004, Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147: 671–683.
- Breddin, H., 1956, Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft* 106: 227–305.
- Buchner, E. and Kenkmann, T., 2008, Upheaval Dome, Utah, USA: impact origin confirmed. *Geology* 36: 227–230.
- Burchfiel, B. C. and Stewart, J. H., 1966, “Pull-apart” origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 77: 439–442.
- Cavalcante, G. C. G., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Camps, P. and Oliveira, E. 2013, Strain distribution across a partially molten middle crust: insights from the AMS mapping of the Carlos Chagas Anatexite, Araçuaí belt (East Brazil). *Journal of Structural Geology* 55: 79–100.
- Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J. and Bokun, A. N., 1995, A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modelling. *Earth and Planetary Science Letters* 132: 225–232.
- Choukroune, P., Gapais, D. and Merle, O., 1987, Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology* 9: 525–530.
- Cloos, E., 1968, Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 420–441.
- Coogan, J.C., 1992, Structural evolution of piggyback basins in the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt. In Link, P. K., Kuntz, M. A., and Platt, L. B. (Eds.), *Regional Geology of Eastern Idaho and Western Wyoming*. Geological Society of America Memoir 179: 55–81.
- Craddock, J. P. and van der Pluijm, B., 1989, Late Paleozoic deformation of the cratonic carbonate cover of eastern North America. *Geology* 17: 416–419.
- Cruikshank, K. M., Zhao, G. and Johnson, A., 1991, Duplex structures connecting fault segments in Entrada Sandstone. *Journal of Structural Geology* 13: 1185–1196.
- Currie, J. B., Patnode, A. W. and Trump, R. P., 1962, Development of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin* 73: 655–674.
- Darby, D., Hazeldine, R. S. and Couples, G. D., 1996, Pressure cells and pressure seals in the UK Central Graben. *Marine and Petroleum Geology* 13: 865–878.
- Davis, G., Reynolds, S. J. and Kluth, C. F., 2011, *Structural Geology of Rocks and Regions*, 3rd edition. Chichester: J. Wiley and Sons.
- Doelling, H. H., 2001, Geologic map of the Moab and eastern part of the San Rafael Desert 30' × 60' quadrangles, Grand and Emery Counties, Utah, and Mesa County, Colorado. *Utah Geological Survey Map 180*.

Índice Remissivo

A

achatamento uniforme 163
Alberta 528
além-país 429
alóctone 430
Alpes 429, 435, 446, 521
amolecimento por deformação 151
análise
 cinemática 49
 dinâmica 49
 geométrica 48
 mecânica 50
 reológica 50
 tectônica 50
Anderson, E. M. 130, 374
Andes 134, 135
anelamento 308
anel de cisalhamento 167
Angola 522
anisotropia
 boudinagem 387, 388
 clivagem 356, 357
 dobramento 333
 esforço 113, 114, 115, 123, 124, 136, 137, 157
 falhamento 455, 460
 kinking 334
 mecânica 78, 180
 olivina 156
 variação de volume 66
antepaís 429
anticlinal 321
 sinformal 322
anticrack 167, 290
antiforme 321
Apalaches 298, 486
Argand, E. 320
Arizona 460
arranjo
 de veios 421
 ortorrômico de falhas 284

B

arrasto 243, 254, 341, 440, 510
 basal 133
 definição de 254
 normal 256
 inverso 256
assimetria de rifte 466, 467
autóctone 430
autossimilaridade 470

C

calcita 296, 297, 298, 367
Caledonides 54, 101, 355, 358, 374, 430, 431, 445, 448, 459, 475, 486, 549
camada passiva 330
campo
 de petróleo de Gullfaks 456
 de tensor 113
 de velocidade 73
Canadá 480
capa 233
carga
 de deslocamento 510
 diferencial 508
 térmica 510
carstificação 520
catáclase 165, 271
cataclasito 240, 296, 413
cavalgamento (*thrust; thrusting*) 428, 436
 de base/basal 430
 de Moine 429, 431
 de Outer Hebrides 431
 em sequência 436
 fora de sequência 436
cabalo 432
chatter marks 282
ciclo
 de Wilson 472
 halocinético 511
cimentação 191, 271
círculo de Mohr 144
cisalhamento
 angular 62, 94
 antitético 254, 533
 flexural 332, 531
 puro (*pure shear*) 69, 85
 puro progressivo (*pure shearing*) 79, 80

Esta segunda edição apresenta uma quantidade impressionante de atualizações e melhorias. Diversas fotografias e figuras coloridas ilustram claramente os conceitos ao mesmo tempo que mostram a beleza natural das estruturas em campo. Este é um livro que certamente vai inspirar os estudantes.

Professor Frederick W. Vollmer,
Universidade do Estado de Nova York em New Paltz, EUA

Este é o melhor livro-texto nesta área a ter surgido na última década. Tanto o livro como os recursos on-line complementares foram ampliados com novos assuntos, e os e-módulos animados são um recurso fantástico para complementar as aulas.

Dr. Roger Soliva, Universidade Montpellier II, França

Ricamente ilustrado em cores, *Geologia Estrutural* aborda de forma prática e didática os principais tópicos da disciplina, incluindo Geologia do petróleo e de águas subterrâneas, destacando a importância da Geologia Estrutural na exploração e produção desses recursos.

Exemplos práticos de diversas partes do mundo ilustram a aplicação da teoria do livro a casos concretos, em temas essenciais: deformação rúptil e plástica, esforços e reologia, estruturas de deformação e regimes tectônicos.

Resumos explicativos e exercícios propostos ao final de cada capítulo, excelentes fotos de campo e ilustrações originais, além de módulos e animações digitais e materiais complementares na internet, evidenciam o real entusiasmo de Haakon Fossen pelo assunto e tornam *Geologia Estrutural* uma referência privilegiada para alunos e profissionais de Geologia.

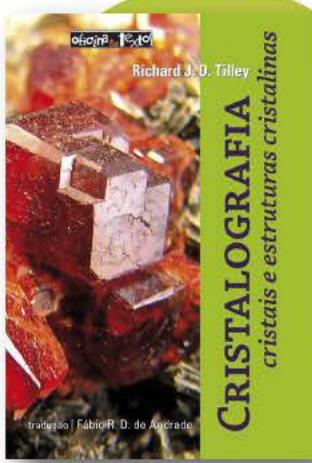
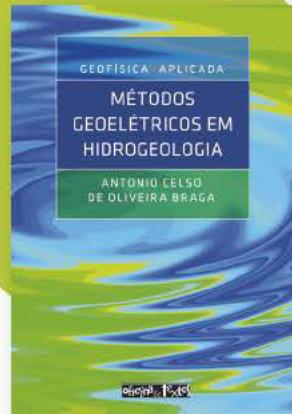
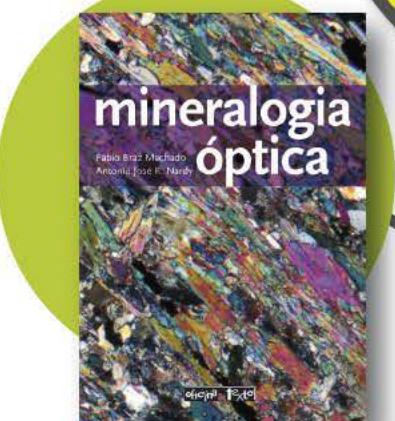
Esta segunda edição inclui um capítulo novo sobre juntas e veios, exemplos adicionais de diversas partes do mundo e novos exercícios, ilustrações e animações on-line. Além dos novos casos brasileiros presentes na versão original em inglês, como a Faixa Ribeira, o Além Paraíba e a Faixa Araçuaí, o autor fez um trabalho exclusivo de adaptação e complementação para a tradução publicada pela Oficina de Textos, com a inclusão de diversos outros exemplos locais, como a zona de cisalhamento de Patos, a Bacia Tucano, o Rosário do Sul e a Faixa Brasília, entre outros.

ISBN 978-85-7975-283-4



9 788579 752834

Conheça outros livros de Geologia da Editora



site de conteúdo www.ofitexto.com.br
loja www.lojaofitexto.com.br