

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

LINEAÇÕES MINERAIS EM PORFIROBLASTOS

Frederico Guilherme Guaraldo de Andrade

Orientador: Prof. Dr Luiz Sérgio Amarante Simões

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional -
Área de Concentração em Geologia Regional, para
obtenção do Título de Mestre em Geociências

Rio Claro (SP)
2006

551.8 Andrade, Frederico Guilherme Guaraldo de
A553L Lineações minerais em porfiroblastos / Frederico Guilherme Guaraldo de Andrade. – Rio Claro: [s.n.], 2006
87 f.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciência Exatas
Orientador: Luiz Sérgio Amarante Simões

1. Geologia estrutural. 2. Microtectônica.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP

Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

LUIZ SÉRGIO AMARANTE SIMÕES

RUDOLPH ALLARD JOHANNES TROUW

ANTENOR ZANARDO

FREDERICO GUILHERME GUARALDO DE ANDRADE (ALUNO)

RIO CLARO, 14 DE DEZEMBRO DE 2006

RESULTADO: APROVADO COM DISTINÇÃO

Por que querer justamente o que é mais difícil?
Porque se buscássemos apenas as coisas fáceis, não saberíamos lhes dar
o devido valor...

AGRADECIMENTOS

Durante os dois anos e meio que levaram para esta Dissertação de Mestrado para ser concluída, tenho muito a agradecer a muitas pessoas. Espero poder contemplar aqui todos os que são dignos de crédito.

Em primeiro lugar, agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, seus funcionários, professores e coordenadores pela oportunidade de ingressar, participar e concluir os trabalhos que foram realizados sob competência do Programa, assim como os dezoito meses de bolsa pertencente à cota do Programa que foram a mim designados, e ao CNPq pela bolsa de Mestrado que me foi concedida durante um ano e meio.

Aos professores, funcionários e colegas que fiz nas disciplinas cursadas nos cursos de Pós Graduação do DGRN-Unicamp e IG-USP.

Ao meu grande amigo Jaspion por se juntar a “longa jornada” de 300 Km através do Parque Nacional da Serra da Canastra rumo a Araxá, no XLI Congresso Brasileiro de Geologia. Pela companhia e amizade, mesmo quando lhe faltavam uns eletrólitos... E a minha bike, por me agüentar todos esses anos, me levando para cima e para baixo, onde quer que eu fosse, não me deixando na mão. Por resistir bravamente a “longa jornada”, mesmo com o pesado dano estrutural aplicado durante nossa viagem.

A minha grande amiga Carolina Del Roveri por toda a ajuda, dicas, paciência e pelo teto provisório, gentilmente cedido durante minhas estadas temporárias em Rio Claro.

Ao pessoal da graduação, Liliane, Gaúcho, Daniele e pós-graduação, Ana Olívia, Fábio, Daniel e Iata, além da Larissa, a secretária morena e ao Amarildo, por terem levado minha bagagem até Araxá. Ao meu vizinho Duda, por embarcar minha bike de volta para Rio Claro.

A galera da sala do Luiz, Eloi, Pocay, Rodox e Joana, pela ajuda e suporte técnico com impressões, bibliografias e amostras.

A tripulação do Trasmir II, novamente, por toda paciência e ajuda na Expedição 175, em especial a Jackson (de novo) e ao Zé Maria. Ao Luis Carlos pelo empréstimo dos itens de mergulho e pela boa comida em São Pedro e São Paulo.

Ao DNPM por ter me admitido em seus quadros no ano de 2006, permitir meu retorno a Rio Claro para finalizar os trabalhos de leitura na Platina Universal e realizar a defesa. Ao pessoal que entrou comigo no Departamento, Marcos, Marcelo, Elcio, Giuseppe, Camilo,

Alfredo, Rodrigo, Virgílio e Rômulo, além dos funcionários Isabel, Ivone, Vânia, Henrique, Ranilson e Rosângela.

Ao prof. Rudolph Trouw por ceder, e ao Boneco por separar as amostras da Ilha Elefante que foram usadas neste trabalho, amostras sem a quais este estudo ficaria limitado.

A toda minha família pela ajuda e apoio que me foi dado para sair de Rio Claro e me mudar para Vitória, por todo o trabalho da(s) mudança(s) e a preocupação que eu tivesse sempre o melhor.

Ao meu orientador, Luiz Simões, por todo o entusiasmo e paciência de me introduzir no mundo da Microtectônica, que acabou por me fascinar. Pelo ímpeto de nunca deixar uma dúvida, mesmo que tivesse de ser explicada várias vezes e só solucionada de última hora.

E por último, mas não menos importante, a minha querida e amada Patrícia de Souza Braga, por toda a atenção, dedicação, compreensão e paciência em Rio Claro, Campinas, São Paulo, Vitória, onde quer que fossemos. Ao destino, que me permitiu reencontrá-la e me tornou uma pessoa melhor, agora completa.

ÍNDICE

RESUMO	8
ABSTRACT	9
1-INTRODUÇÃO	1
1.1-APRESENTAÇÃO DO TEMA	1
1.2-OBJETIVOS	4
2-LINEAÇÕES MINERAIS EM PORFIROBLASTOS	4
2.1-PORFIROBLASTOS INTERTECTÔNICOS	12
POSSIBILIDADES TEÓRICAS COM FORMAÇÃO DE DOBRAS	13
2.1.1- Formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal (STL) e Deslizamento paralelo ao plano axial (DPA)	13
2.1.2- Formação de dobras pelo mecanismo de fluxo flexural (FF)	17
2.1.3- Formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro (CP)	20
2.1.4- Formação de dobras pelo mecanismo proposto por De Sitter, pelo mecanismo de partição da deformação proposto por BELL, onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial controlado por S2 e pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento no plano de S1.	22
2.1.5- Porfiroblastos oblíquos em Cisalhamento Puro	24
POSSIBILIDADES TEÓRICAS SEM FORMAÇÃO DE DOBRAS	25
2.1.6 - Porfiroblasto de hábito inequidimensional rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento	25
2.1.7 - Porfiroblasto de formato esférico rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento	26
2.2- PORFIROBLASTOS SINTECTÔNICOS	27
2.2.1- Formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal (STL) e deslizamento paralelo ao plano axial (DPA)	29
2.2.2- Formação de dobras pelo mecanismo de fluxo flexural (FF)	32
2.2.3 - Formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro (CP)	35
2.2.4 - Formação de dobras pelo mecanismo proposto por De Sitter, pelo mecanismo de partição da deformação proposto por BELL, onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial controlado por S2 e pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento no plano de S1.	38
2.2.5- Porfiroblasto de hábito inequidimensional rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento	42
2.2.6 - Porfiroblasto de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto rotaciona	44
2.2.7 - Porfiroblasto de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto não rotaciona	46
3-METODOLOGIA DE DETERMINAÇÃO DE LINEAÇÕES MINERAIS EM PORFIROBLASTOS	48
4-APLICAÇÃO NA ILHA ELEFANTE-ANTÁRTICA	52
4.1-CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA	52

4.2-DESCRIÇÃO DAS LÂMINAS ESTUDADAS	62
5-DISSCUSSÃO DOS RESULTADOS DA APLICAÇÃO NA ILHA ELEFANTE	65
6-CONCLUSÕES	76
7-BIBLIOGRAFIA	78
8-APÊNDICE: CONTROLE DAS INCLUSÕES	83

RESUMO

O estudo de lineações minerais tem fundamental importância na compreensão da evolução tectônica de cinturões orogênicos. Entretanto, em áreas polideformadas, enquanto as orientações das lineações mais novas podem ser resgatadas, as lineações antigas tendem a ser obliteradas pela superposição dos eventos deformacionais mais novos. Esta dissertação lança uma nova metodologia para o resgate da orientação de lineações minerais inclusas em porfiroblastos, utilizando a Platina Universal, além de testar a metodologia na Ilha Elefante, Antártica. Foi realizado um estudo teórico analisando o comportamento de lineação mineral, considerando-se variáveis como diferentes posições iniciais da lineação, diferentes morfologias de porfiroblastos, as possíveis relações temporais com o evento gerador da lineação, variados mecanismos de deformação e rotação (ou não) de porfiroblastos. A metodologia foi aplicada no estudo e leitura direta de lineações minerais em porfiroblastos da Ilha Elefante utilizando a Platina Universal, obtendo-se um padrão de orientação similar às medidas das mesmas estruturas em campo, provando a validade e viabilidade do método. A metodologia apresentada é de grande utilidade em áreas polideformadas, uma vez que contribui para a identificação da orientação dos paleovetores de stress.

ABSTRACT

The study of mineral lineations has been of fundamental importance in the comprehension of tectonic evolution in orogenic belts. However, in polydeformed areas,, while the newest lineation's orientation can be found, the oldest lineations tend to be obliterated by the newest deformation events. This thesis launches a new methodology to the rescue of mineral lineations' orientation included within porphyroblasts, using the Universal Stage, and testing the methodology in the Elephant Island, Antarctica. It has been made a theoretical study, analyzing the behavior of a mineral lineation, considering various hypothesis, like the initial position, different morphologies of porphyroblasts, the possible temporal relationships with the lineation's generator event and various mechanisms of deformation and rotation (or not) of porphyroblasts. The methodology was applied in the study and direct measurement of mineral lineations in porphyroblasts of Elephant Island using the Universal Stage, obtaining an orientation pattern similar to the same structures in the field, proving the validity and viability of the method. The methodology presented is useful in polideformed areas, once that helps to identify the orientation of paleovectors of stress.

1-Introdução

1.1-Apresentação do Tema

O uso de porfiroblastos em rochas metamórficas foi aplicado inicialmente na determinação de associações minerais em áreas polideformadas na década de 30 (READ, 1934; BEDERKE, 1935 *apud* ZWART, 1962). A ciência Microtectônica teve suas bases atuais estabelecidas com o uso de foliações preservadas em porfiroblastos para desvendar a história metamórfica de áreas polideformadas por ZWART (1960, 1962). Foi a primeira sistematização do uso de porfiroblastos com a determinação da história relativa entre porfiroblastos e matriz. O entendimento da relação porfiroblastos-matriz evoluiu bastante a partir do fim da década de 70 com os trabalhos de SCHONEVELD (1977), VERNON (1978) e OLESEN (1978). A década de 80 e a primeira metade da década de 90 foram marcadas pela discussão levantada por BELL (1985), BELL *et al.* (1986), BELL & JOHNSON (1989) a respeito da rotação ou não de porfiroblastos, questão essa discutida na literatura (PASSCHIER *et al.*, 1992 e BELL *et al.*, 1992) que não foi totalmente esclarecida na literatura (JOHNSON, 1993; JOHNSON, 1999; WILLIAMS & JIANG, 1999; JIANG & WILLIAMS, 2004). ILG & KARLSTROM (2000) mencionam a orientação constante de trilhas de inclusões em escala de poucos quilômetros, ao mesmo tempo que apresentam uma lâmina onde um lado tem porfiroblastos com trilhas de inclusões com uma orientação e outro lado a orientações das trilhas de inclusões são outras. WILLIAMS & JIANG (1999) baseiam-se em geometrias 3D de granadas com padrão de inclusões em espiral, aplicando as geometrias encontradas a modelamento numérico, utilizando estas geometrias como critério de distinção em gêneses diferentes (granadas *snowball*, fixas em relação a um referencial externo e granadas com geometria espiralada, estáticas em relação a um referencial externo). JOHNSON (1999) atenta ao fato de que geometrias modeladas por WILLIAMS & JIANG (1999) em granadas consideradas estáticas e segundo estes autores pouco prováveis de ocorrerem na natureza, existem publicadas em artigos científicos. TIMMS (2003) em um estudo da geometria em 3D de granadas em uma dobra chegou a geometrias que podem ser explicadas por modelos de rotação ou não rotação de porfiroblastos, a depender do mecanismo de dobramento adotado. Uma boa revisão do tema foi realizada com a sistematização do estado da arte desta ciência no livro Microtectonics (PASSCHIER & TROUW, 1996) e em

sua reedição revisada e atualizada (PASSCHIER & TROUW, 2005). Tais trabalhos se referem principalmente a foliações em porfiroblastos, que é determinada em duas dimensões.

A primeira proposta de metodologia para a medida de lineações preservadas em porfiroblastos foi de HAYWARD (1990) que sugeriu o uso de lineações de intersecção formadas entre dois planos de foliação preservados no interior e na borda de porfiroblastos. HAYWARD (1990) considerou as lineações como eixos de rotação da foliação, preservando clivagens de crenulação consecutivas e ortogonais entre si preservadas no interior de porfiroblastos, tendo em vista a mudança de assimetria observada em seções verticais sucessivas, perpendiculares ao eixo de rotação considerado para a foliação, feitas a cada intervalo de 60° em torno de um conjunto de porfiroblastos de granada em uma amostra. BELL *et al.* (1995) apresentaram um refinamento do método de determinação desta lineação (corte de seções a cada 30° para localização da assimetria e corte de seções a cada 10 e 5° para refinamento das medidas), denominado FIA (Foliation Intersection/Inflexion Axes – Eixo de Intersecção/Inflexão da Foliação), assim como a aplicação do método nos Alpes. Desde então, diversos autores tem usado o FIA para correlacionar fases de deformação com eventos de metamorfismo em vários locais do mundo, como Vermont-EUA (BELL *et al.*, 1998; BELL *et al.*, 2004; BELL & KIM, 2004), Connecticut-EUA (HICKEY & BELL, 1999), Península Ibérica (AERDEN, 2004) China (BELL & CHEN, 2002) e Austrália (CIHAN, 2004; SAYAB, 2005).

STALLARD *et al.* (2003) testaram a metodologia de medição e uso de FIAs em busca de sua real representatividade das leituras obtidas e de erros inerentes ao método de medição que possam levar a interpretações geológicas incorretas. As conclusões alcançadas por estes autores foram de que a idade relativa entre FIAs (da borda e do núcleo) em um mesmo grupo de porfiroblastos é o critério mais confiável de correlação, seguida por critérios texturais e padrões de mudança na orientação de FIAs do núcleo para a borda do porfiroblasto. Concluíram também que os dados de FIA são melhor utilizados como indicadores semiquantitativos de trends gerais do que como medidas exatas de caráter quantitativo, tendo as 61 medidas de FIA feitas pelos autores alcançado uma variação de 60°, com um máximo variando 10°.

Com os estudos no campo da Microtectônica, a partir das trilhas de inclusões em porfiroblastos, consegue-se resgatar orientações de foliações (JOHNSON, 1990; AERDEN, 1995; JUNG *et al.*, 1999; HAM & BELL, 2004) e lineações de intersecção ou eixos de inflexão de foliação (BELL *et al.* 1995). O estudo destas estruturas em porfiroblastos é uma ferramenta muito útil para revelar histórias tectônicas anteriores ou contemporâneas ao crescimento dos

porfiroblastos (BELL & JOHNSON 1989), que muitas vezes tornaram-se apagados ou mascarados na matriz, por efeito da transposição e/ou recristalização sin a pós-tectônicas (HAM & BELL, 2004).

Lineação é o alinhamento paralelo e/ou sub-paralelo de elementos lineares em uma rocha, que é penetrativo em afloramento/amostra de mão (DAVIS, 1984, HOBBS & WILLIAMS, 1974). Em geral são divididas em quatro tipos: a lineação mineral; lineação de estiramento; lineação de crenulação e lineação de intersecção. As lineações de crenulação e de intersecção se formam geralmente paralelas ao eixo de dobras, estando, portanto contidas no plano perpendicular ao encurtamento principal. As lineações foram redefinidas por PIAZOLO & PASSCHIER (2002, *apud* PASSCHIER & TROUW (2005)) em lineações de objetos e traços lineares. A lineação de objetos pode ser definida por agregados de minerais ou por grãos de minerais isotrópicos ou anisotrópicos. Os traços lineares podem ser formados por minerais individuais ou pela intersecção de planos, como é o caso da lineação de intersecção (lineação definida pelo cruzamento de dois planos de foliação) e da lineação de crenulação (lineação definida pela linha de charneira de microdobras no plano da foliação dobrada (PASSCHIER & TROUW, 2005). As lineações minerais, que são lineações de objetos, serão, neste trabalho, os tipos que se procuram identificar inclusa(s) em porfiroblastos.

Lineações minerais e de estiramento são de grande importância para a caracterização cinemática de áreas deformadas. Com frequência, em áreas polideformadas as lineações geradas em deformações mais antigas são totalmente apagadas pelo desenvolvimento das foliações mais jovens. Da mesma forma que as foliações são preservadas em porfiroblastos, as lineações minerais associadas a estas foliações também ficam preservadas em certas condições, e suas orientações podem ser recuperadas.

Este trabalho enfoca lineações minerais em planos de foliação preservados no interior de porfiroblastos e propõe uma metodologia para identificação e leitura destas lineações, buscando recuperar a orientação destes elementos lineares. O projeto de pesquisa inicial previa a aplicação da metodologia de leitura em dois locais: a Ilha Elefante, situada na Península Antártica e a Nappe de Passos, situada na Faixa Brasília. Entretanto, devido a complexidade do tema tratado, a técnica desenvolvida foi aplicada em apenas uma área, a Ilha Elefante.

1.2-Objetivos

O objetivo desta dissertação é fazer uma análise do processo de preservação de orientação de lineações minerais no interior de porfiroblastos e desenvolver um método para identificar tais orientações de lineações em áreas polideformadas.

As principais metas desta dissertação são:

- Apresentar os princípios teóricos que envolvem a preservação da orientação de lineações minerais em porfiroblastos.
- Estudar e avaliar procedimentos que permitam identificar as lineações minerais e medir suas orientações no interior dos porfiroblastos.
- Estabelecer um método para estudo das lineações minerais em porfiroblastos.
- Testar o método em uma área onde as características tectônicas e metamórficas sejam conhecidas e adequadas para o estudo.

2-Lineações Minerais em Porfiroblastos

Assim como os minerais marcam um plano de foliação (Si) na forma de inclusões orientadas preservadas no interior de um porfiroblasto, é possível que estes mesmos minerais preservem também uma lineação contida nesse plano. A lineação mineral existente em uma rocha é originada a partir de *stress* diferencial, seja nos sistemas de deformação compressiva, distensiva e transcorrente, orientando qualquer mineral inequidimensional em uma determinada direção. Minerais equidimensionais não tendem a definir orientações de lineações minerais, exceto em casos como recristalização e deformação intracristalina.

A relação entre lineações minerais e porfiroblastos não é direta, pois uma lineação depende de deformação para ser gerada, enquanto um porfiroblasto se forma durante um evento metamórfico, e nem sempre deformação e metamorfismo ocorrem juntos. A deformação é um agente catalisador de reações metamórficas, sendo os porfiroblastos sin-tectônicos uma prova disso. Em geral a lineação mineral ocorre associada a um plano de foliação, então, para o estudo de lineações minerais em porfiroblastos, serão analisados porfiroblastos que preservem em seu interior foliações anteriores e/ou contemporâneas ao seu desenvolvimento.

Uma vez que a preservação da lineação mineral e sua orientação dependem da relação cinemática do porfiroblasto com a rocha, será considerado o quadro apresentado por

PASSCHIER & TROUW (1996) (figura 2.1), que os classifica como pré, inter, sin e pós-tectônicos, para avaliar quais as questões cinemáticas são interessantes para o estudo em questão.

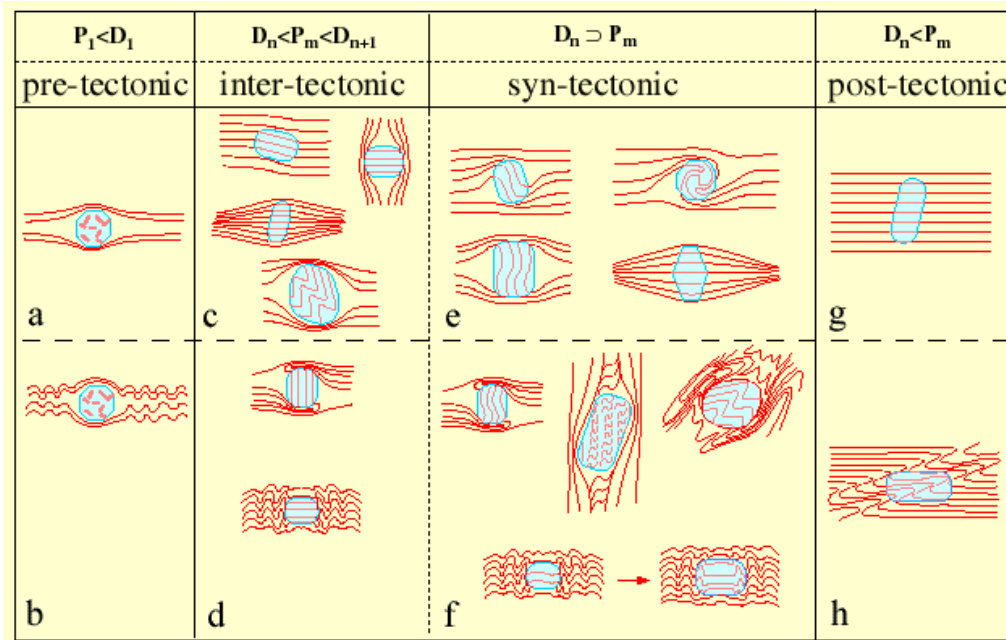


Figura 2.1 – Quadro de classificação de porfiroblastos em relação à tectônica da rocha, extraído de PASSCHIER & TROUW (1996). As lineações minerais tratadas serão buscadas nos porfiroblastos dos tipos inter e sin-tectônicos, pois permitem guardar lineações que encontram-se modificadas ou apagadas na matriz.

Como o objetivo deste trabalho é o resgate das orientações de lineações minerais preservadas em porfiroblastos, visando fornecer informações a respeito de processos geológicos que tenham sido obliterados na matriz, serão analisados apenas os porfiroblastos que possuam inclusões que permitam fornecer informações a respeito da história tectônica da rocha, anterior e/ou contemporânea ao crescimento do porfiroblasto. Considerando-se o quadro acima de classificação cinemática de porfiroblastos, pode-se identificar as categorias adequadas para o estudo proposto.

Os porfiroblastos pré-tectônicos (figura 2.1-a e 2.1-b) não serão trabalhados, pois são anteriores ao primeiro evento deformacional, conseqüentemente não registram nenhuma história tectônica em seu interior. Quaisquer inclusões neste tipo de porfiroblasto serão de

minerais que não têm orientação original definida, e caso haja uma orientação, esta provavelmente será resultado do controle cristalográfico das inclusões pelo porfiroblasto.

Os porfiroblastos pós-tectônicos (figura 2.1-g e 2.1-h) preservam um ou mais planos de foliação inclusa, que podem ter lineação mineral associada, mas não são interessantes para a leitura de lineações preservadas, pois estas são as mesmas da matriz da rocha, sendo mais prático resgatar/estudar a orientação de lineações diretamente na matriz. Entretanto, este tipo de porfiroblasto é de grande valia para testar a viabilidade e validade do método de leitura, visto que os dados de lineação obtidos no interior destes porfiroblastos e na matriz devem ser idênticos.

Por isso, somente os porfiroblastos inter e sin-tectônicos (figura 2.1-c, 2.1-d, 2.1-e e 2.1-f) serão os abordados nesta dissertação, visto que podem preservar foliações e lineações com orientações diferentes daquelas da matriz, permitindo assim a recuperação da história tectônica pretérita e/ou contemporânea ao desenvolvimento da foliação da matriz.

Para que uma lineação de interesse no presente estudo seja preservada no interior de um porfiroblasto, primeiro é necessário que esta lineação seja formada e tenha uma orientação definida na rocha, sendo para isso melhor indicados minerais inequidimensionais. Estes tendem a ficar com sua direção de maior dimensão paralela a direção de estiramento da rocha. É desejável também que os minerais que marcam esta lineação sejam pequenos e em grande quantidade, pois desta maneira estarão mais propícios a serem inclusos em porfiroblastos. Caso os minerais que marcam esta lineação sejam grandes eles dificilmente serão incluídos em porfiroblastos, e tenderão a rotacionar em uma fase posterior de deformação.

A seguir será apresentada uma discussão teórica sobre as possibilidades de comportamento de lineações inclusas em porfiroblastos intertectônicos (D1-D2) e sintectônicos (D2) (item 2.1 e 2.2 respectivamente).

Será assumido, em geral que o bandamento original da rocha encontra-se paralelo a S1, para efeito de ilustração e por ser um padrão freqüentemente encontrado em áreas polideformadas.

A rotação dos porfiroblastos será tratada em relação ao plano de S2, que nos modelos de dobramento é paralelo ao plano axial da dobra gerada por D2. Nos modelos que não envolvem dobramento, será considerada a rotação em relação a S2, ou seja, a foliação da matriz. Nos casos de dobramento, as trilhas de inclusões em porfiroblastos comumente preservam uma orientação similar a da dobra, entretanto, as dobras desenhadas pelas inclusões tendem a ser mais abertas e suaves do que as dobras observadas na matriz (WILLIAMS & JIANG, 1999).

Em todos os casos S2 que será considerado como plano de referência para indicar se o porfiroblasto rotacionou ou não, ou seja, este será o *reference frame* (JIANG & WILLIAMS, 2004). O mau uso ou não definição do *reference frame* por diversos autores foi reconhecido como uma das maiores deficiências nos argumentos a favor e contra a rotação de porfiroblastos (KRAUS & WILLIAMS, 2001). A definição do plano de S2 como *reference frame* é arbitrária, assim como a definição de qualquer outro *reference frame* também seria, sendo a escolha feita aqui, baseada no fato que o plano de S2 é aproximadamente contínuo e definido em rochas que sofreram duas fases distintas de deformação. ILG & KARLSTROM (2000), mapeando trilhas de inclusões em porfiroblastos de granada, biotita e estaurolita de rochas do Grand Canyon, determinaram que alguns porfiroblastos rotacionaram e que outros se mantêm estáticos em escala de lâmina, destacando a importância de se estabelecer um *reference frame*.

Nos casos em que D2 gera as dobras, estão sendo considerados neste trabalho sete mecanismos de dobramento: Strain tangencial longitudinal (conhecido como Flambagem com Superfície Neutra) (figura 2.2-STL); Fluxo flexural (figura 2.2-DF); Cisalhamento puro (figura 2.2-CP); Deslizamento paralelo ao plano-axial (figura 2.2-DPA); mecanismo de dobramento proposto por De Sitter, onde além do deslizamento ao longo dos planos de S2 há encurtamento coaxial nos microlitons durante o dobramento (figura 2.2-De Sitter); formação de dobras pelo mecanismo proposto por BELL (1986) no fluxo flexural particionado, onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial (figura 2.2-DPAP); e Partição da Deformação acomodada ao longo de deslizamento no plano de S1 (muito parecido com deslizamento flexural, mas adaptado para deformação heterogênea) (figura 2.2-FFP). Para estes mecanismos. Em todos os casos que existe rotação dos porfiroblastos, o eixo de rotação é paralelo ao eixo da dobra.

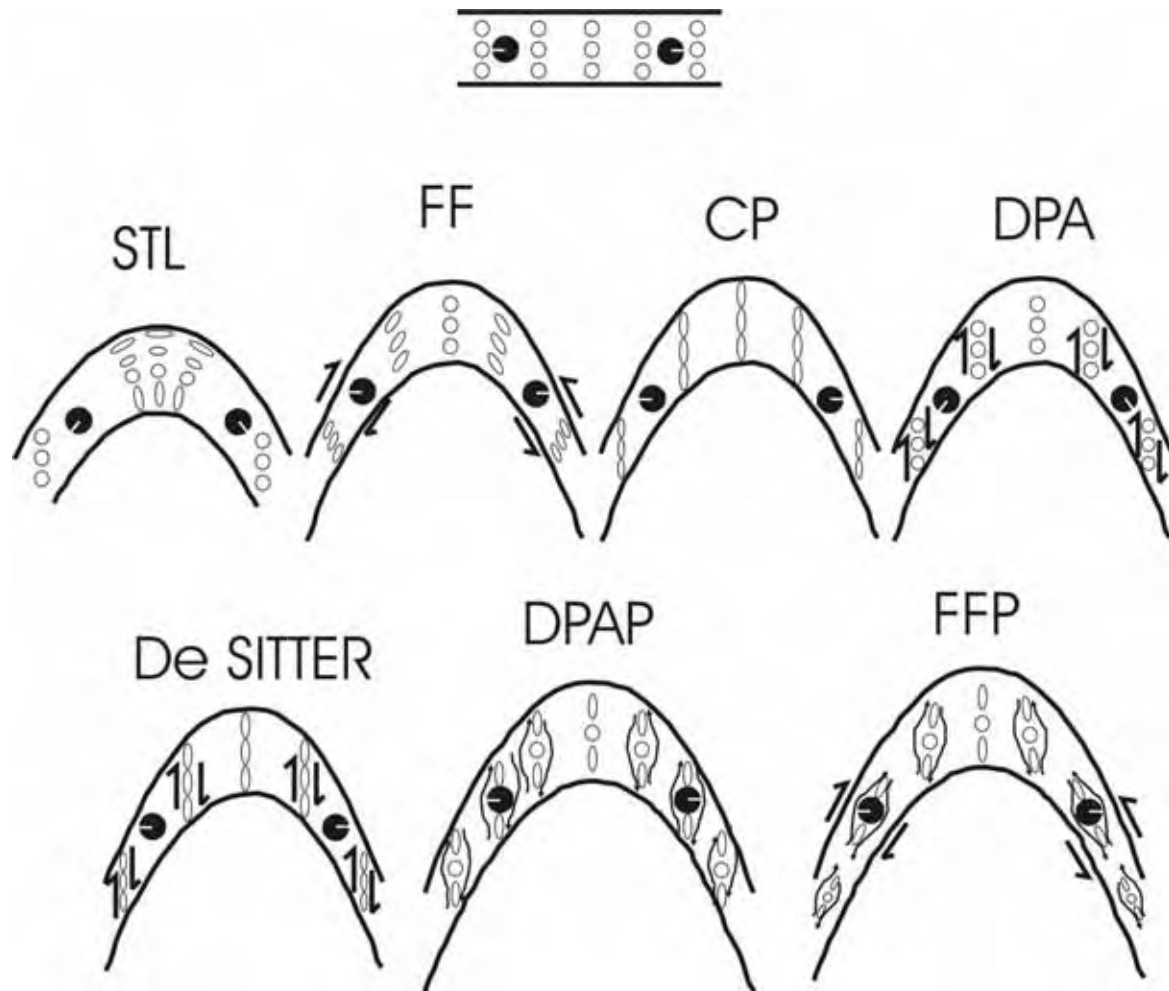


Figura 2.2 - Possibilidades de comportamento de porfiroblastos em resposta a dobramento, considerando uma mesma camada inicial. STL – Strain tangencial longitudinal; FF –fluxo flexural; CP – Cisalhamento puro; DPA – Deslizamento paralelo ao plano-axial; De Sitter –Além do deslizamento ao longo dos planos de S₂, há também encurtamento coaxial nos microlitons durante o dobramento; DPAP – Esse é o modelo proposto por BELL (1985), onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial; FFP – Este é um caso onde a dobra é formada pela partição da deformação acomodada ao longo de deslizamento (reativação) dos planos de S₁. Os porfiroblastos são representados pelos círculos pretos com um traço branco para identificação de sentido e quantidade de rotação. As elipses de contorno preto são marcadores de strain na rocha. Adaptado de EVINS (2005).

Serão considerados dois tipos de porfiroblastos, um aproximadamente esférico e outro inequidimensional. A consideração destes dois tipos se faz necessária, pois representam o formato da grande maioria dos porfiroblastos que preservam trilhas de inclusões. Outro fator que justifica a escolha destas duas formas é o modelamento experimental (GHOSH & RAMBERG, 1976) e numérico (PASSCHIER, 1987; HOLCOMBE & LITTLE, 2001; MARQUES *et al.*, 2005) que prevêem comportamentos específicos para porfiroblastos equidimensionais e inequidimensionais.

Nas figuras apresentadas adiante para discutir o comportamento das lineações inclusas nos porfiroblastos, os desenhos embaixo das dobras representam um corte nos porfiroblastos indicados, onde podem ser visualizados o plano da foliação e as quatro orientações consideradas para uma lineação contida no plano de Si. Nos cortes dos porfiroblastos, visualizados como observado em uma visada oblíqua, de frente e de cima, cada paralelograma representa o plano de Si (seja o porfiroblasto equidimensional ou inequidimensional). As retas coloridas (vermelho, preto, azul e verde) dentro do plano de Si são quatro possíveis orientações de Li contidas no plano de Si. Uma onde a lineação é perpendicular ao eixo de rotação do porfiroblasto (preto), outra onde a lineação é paralela ao eixo de rotação (vermelho) e duas onde a lineação é oblíqua ao eixo de rotação (verde e azul) (figura 2.3). Esta variação de direção é colocada como uma indicação de possíveis posições da lineação inclusa no plano de Si.

Embaixo do desenho do corte no porfiroblasto citado, é apresentado um estereograma das posições finais após o dobramento de cada uma das lineações representadas. A rotação de cada lineação é mostrada individualmente em estereograma próprio (figura 2.3).

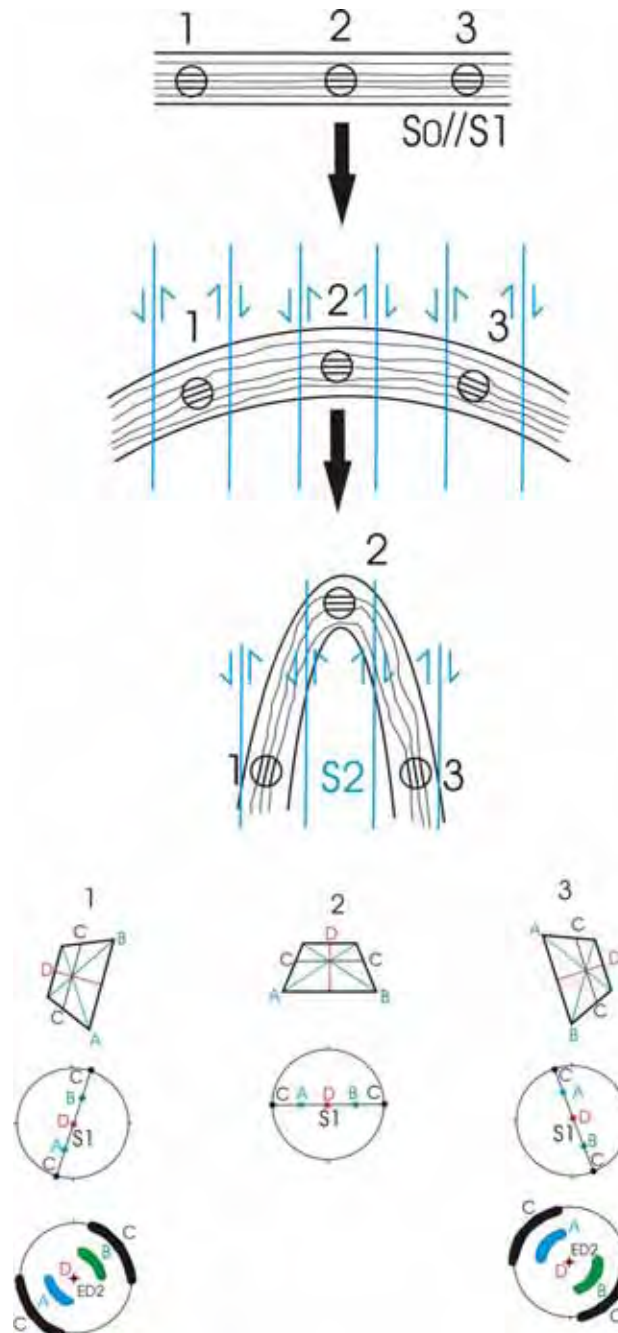


Figura 2.3 – Exemplo de ilustração utilizada para discutir o comportamento de lineações em porfiroblastos com deformações associadas a dobras. Corte idealizado em três porfiroblastos, onde pode ser visualizada a superfície de S_i com quatro possíveis orientações de L_i e os estereogramas representando as posições finais de cada uma das lineações. O porfiroblasto 2, neste caso não rotaciona, e qualquer lineação inclusa irá manter a sua orientação original.

Para o estudo teórico, nos modelos de dobramento será considerada, por simplificação uma deformação D2 onde X é aproximadamente igual a Y, gerando uma foliação. Para a posição inicial dos porfiroblastos, estes podem ser formados em posições aleatórias dentro da rocha ou com orientações aproximadamente homogêneas. Caso as posições sejam aleatórias, o resgate da orientação original das lineações inclusas em porfiroblastos será difícil, pois a dispersão de dados será muito grande, no caso de porfiroblastos inequidimensionais. A posição aleatória inicial influenciará pouco os porfiroblastos esféricos, pois estes só rotacionarão de forma heterogênea se a deformação de que resulta a rotação for heterogênea também. Uma vez que para cada uma das inúmeras posições iniciais possíveis de um porfiroblasto haverá um comportamento distinto para a rotação (ou não) das lineações inclusas, quanto maior for a heterogeneidade do comportamento dos porfiroblastos entre si, maior será a dificuldade em se determinar a posição inicial da lineação. Na situação dos porfiroblastos de formarem em posições aproximadamente iguais, o resgate destas lineações será facilitado pela maior homogeneidade esperada dos dados, que pode ser maior também devido a não rotação, caso esta não ocorra.

Essa segunda situação é a que será considerada no desenvolvimento da teoria de preservação de inclusões e rotação de porfiroblastos, por ser mais compatível com algumas situações geológicas encontradas na natureza. Um fator que justifica esta escolha é que a foliação inclusa nos porfiroblastos de albita (Si) na Ilha Elefante é em muitos casos, contínua a foliação da rocha (Se). Outro aspecto observado em lâmina é o fato das foliações inclusas nas albitas (Si) terem uma orientação homogênea entre si. Caso os porfiroblastos se formassem com orientações aleatórias, o traço de Si não seria contínuo, ao contrário do que foi demonstrado por SIMÕES *et al.* (2003). Este é o exemplo do local onde a metodologia foi aplicada (Ilha Elefante), que foi usada como um estudo de caso.

Quando forem tratados os casos de dobramento, para evitar a repetição de rotações e desenhos semelhantes, os modelos de dobramento serão agrupados e apresentados em apenas um tópico, uma vez que o produto final das rotações será o mesmo. Os modelos de dobramento por strain tangencial longitudinal (STL) e deslizamento paralelo ao plano-axial (DPA) implicam em rotação dos porfiroblastos, tanto equidimensionais como inequidimensionais. Nos dobramentos por STL e DPA, o giro dos porfiroblastos terá cinemática idêntica à rotação dos

flancos, e serão apresentados juntos, enquanto no fluxo flexural (FF), o giro terá cinemática oposta à rotação dos flancos.

O modelo de cisalhamento puro (CP) em geral não implica em rotação, a não ser no caso de porfiroblastos inequidimensionais para o plano de S2. Os modelos de De Sitter, DPAP (onde há partição da deformação acomodada ao longo de deslizamento paralelo ao plano de S2), e FFP (onde há partição da deformação acomodada por deslizamento paralelo ao plano de S1) não implicam em rotação de porfiroblastos, e serão apresentados em conjunto. Apenas em situações específicas destes três últimos casos agrupados (De Sitter, DPAP e FFP) há rotação de porfiroblastos inequidimensionais e quando for a situação presente, esta será tratada separadamente.

Na situação onde as condições de deformação ocorrem em regime de deformação não-coaxial sem a geração de dobras, o eixo de rotação é considerado como sendo perpendicular a sigma 1 e sigma 3 do segundo evento de deformação. Para porfiroblastos intertectônicos e sintectônicos serão descritos casos de deformação específicos, sendo explicados conforme que forem apresentados. (o Antenor perguntou se é paralelo a sigma 2)

2.1-PORFIROBLASTOS INTERTECTÔNICOS

Neste caso, será considerada uma rocha que passou por duas fases de deformação, D1 e D2, contendo porfiroblastos de quaisquer minerais crescidos após D1 e antes de D2, que preservem uma foliação S1 e lineação mineral L1 no porfiroblasto e que tenha uma foliação S2 na matriz.

Para porfiroblastos intertectônicos serão consideradas dez hipóteses possíveis, para cristais equidimensionais e inequidimensionais, sendo que sete destas hipóteses envolvem a formação de dobras.

- A primeira aplica-se a formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal.
- A segunda refere-se a formação de dobras pelo mecanismo de fluxo flexural.
- A terceira trata de formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro.
- A quarta hipótese considera formação de dobras pelo mecanismo de deslizamento paralelo ao plano-axial.

- O quinto caso descreve a formação de dobras pelo mecanismo de dobramento proposto por De Sitter, onde além do deslizamento ao longo dos planos de S2 há encurtamento coaxial nos microlitons durante o dobramento.
- O sexto caso simula a hipótese da formação de dobras pelo mecanismo proposto por BELL (1985), onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial.
- O sétimo caso trata a formação de dobras pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento (reativação) nos planos de S1 (BELL, 1985).
- O oitavo caso mostra a rotação, em regime de dobramento, de porfiroblastos inequidimensionais com as faces oblíquas ao eixo de rotação.
- A nona situação não envolve formação de dobras, mas a rotação de porfiroblastos inequidimensionais em regime não-coaxial.
- O décimo caso também não envolve formação de dobras, mas a rotação de porfiroblastos esféricos em regime não-coaxial homogêneo e heterogêneo.

Possibilidades teóricas com formação de dobras

2.1.1- Formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal (STL) e Deslizamento paralelo ao plano axial (DPA)

O processo de strain tangencial longitudinal forma dobras pela rotação dos flancos e acumulação coaxial da deformação dentro da camada, enquanto o deslizamento paralelo ao plano axial forma dobras por cisalhamento simples heterogêneo, concentrado em planos paralelos ao plano axial (WILLIAMS & JIANG, 1999).

A formação de dobras por strain tangencial longitudinal e deslizamento paralelo ao plano-axial promove a rotação de porfiroblastos nos flancos, enquanto um porfiroblasto situado na charneira não rotaciona. Neste caso o porfiroblasto rotacionará em sentidos opostos nos diferentes flancos.

Nestes modelos, as únicas lineações inclusas nos porfiroblastos que não mudam de orientação em relação a sua posição original (ficam estáticos em relação a S2), são as de um porfiroblasto localizado na charneira da dobra. O comportamento de porfiroblastos esféricos no modelo de dobramento por deslizamento paralelo ao plano axial é mostrado na figura 2.4.

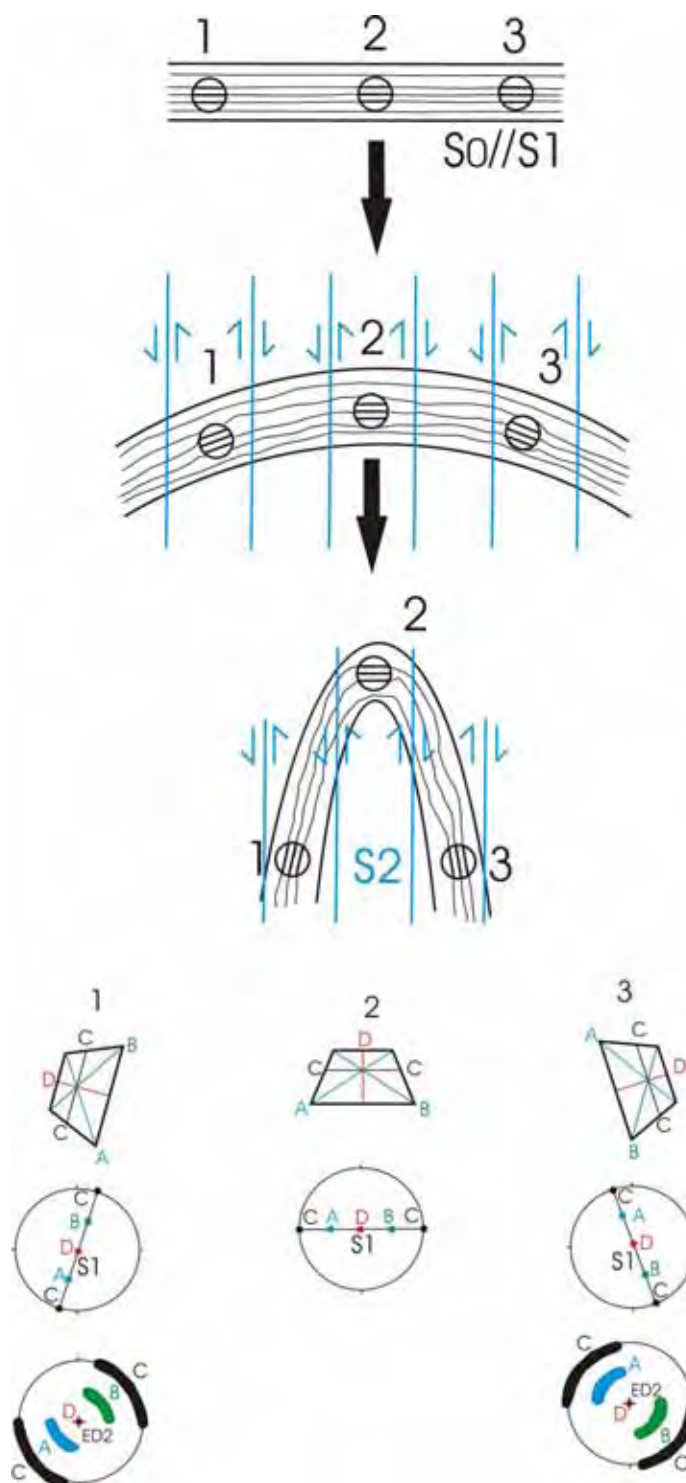


Figura 2.4 – Exemplo teórico do comportamento de porfiroblastos esféricos em dobramento por deslizamento paralelo ao plano axial. Aqui o eixo de rotação é igual ao eixo da dobra, que se situa no centro do estereograma.

Na situação ilustrada acima, além do porfiroblasto 2, as lineações que não mudam de orientação estão indicadas em vermelho nos porfiroblastos 1 e 3, uma vez que tem posição original paralela ao eixo de rotação dos porfiroblastos em questão.

Os porfiroblastos inequidimensionais terão o mesmo comportamento, rotacionando junto com a camada dobrada (figura 2.5), alcançando rotações de no máximo 90°, no caso de dobras isoclinais, no mecanismo STL, e até muito superior no caso do DPA. Entretanto, segundo WILLIAMS & JIANG (1999) este modelo é pouco provável de ser efetivo na maioria dos casos naturais pois: 1) não acomoda encurtamento perpendicular a S2 e 2) O modelo produz dobras similares que são extremamente raras na natureza.

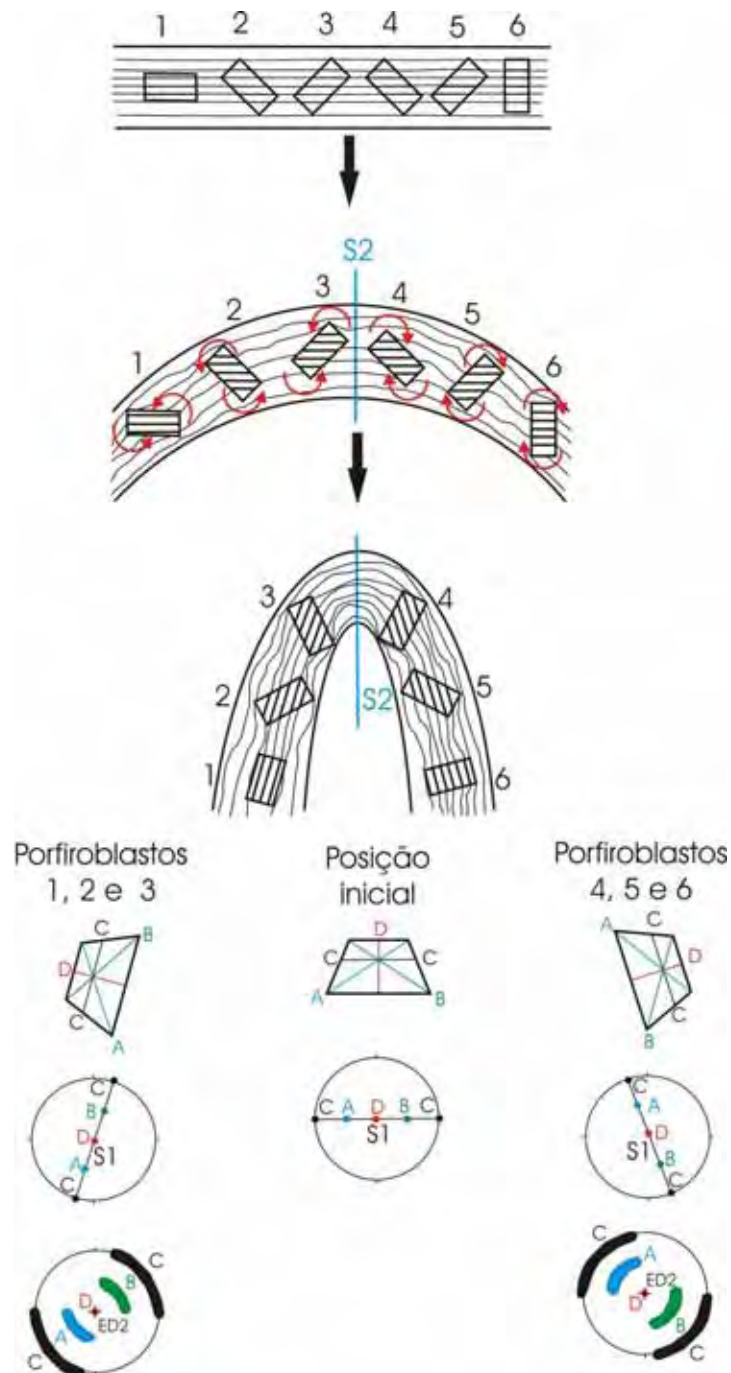


Figura 2.5 – Exemplo teórico do comportamento de porfiroblastos inequidimensionais por strain tangencial longitudinal.

2.1.2- Formação de dobras pelo mecanismo de fluxo flexural (FF)

No fluxo flexural o dobramento de uma camada é acomodado por cisalhamento simples paralelo a superfície dobrada (WILLIAMS & JIANG, 1999). Na situação de rotação de porfiroblastos controlada pela ativação dos planos S1 (no processo clássico de fluxo flexural), os porfiroblastos tenderão a rotacionar junto com a camada dobrada, mas no sentido oposto ao flanco onde se encontra, chegando a um máximo de até 90°, no caso de dobras isoclinais, sendo que o giro dos flancos tende a ser compensado pelo giro dos porfiroblastos (VISSER & MANCKTELOW, 1992). Os autores demonstraram que o giro do porfiroblasto tende a ser menor que o do flanco onde se encontra, o que ocasionaria uma dificuldade no resgate da Li. VISSER & MANCKTELOW (1992) mostraram que as trilhas de inclusões dos porfiroblastos com formas mais esféricas desenham uma dobra mais aberta que a da matriz da rocha, enquanto as trilhas de inclusões de porfiroblastos com formatos mais ovalados desenham uma dobra mais fechada do que a trilha dos porfiroblastos esféricos, mas ainda mais aberta que a da matriz. Estes fatores seriam uma indicação que, no dobramento por fluxo flexural, as rotações destes porfiroblastos são dependentes de seu formato e diferentes da matriz.

Aqui os porfiroblastos esféricos tendem a não mudar de orientação em relação a sua posição original, pois sua rotação junto com os flancos é compensada pelo giro que é imposto pelo cisalhamento paralelo a Si, fato este que mantém as lineações inclusas próximas de suas posições originais. Assemelha-se ao caso de não rotação, onde os porfiroblastos permanecem estáticos em relação a S2 (figura 2.6). Embora ilustrado como estáticos na figura 2.6, na prática apresenta uma pequena inclinação no mesmo sentido do giro do flanco, que é um padrão típico de porfiroblastos associados a dobras.

O padrão é indiscernível de uma situação em que os porfiroblastos crescem logo após o início da formação da dobra, e não rotacionam durante o dobramento (WILLIAMS & JIANG, 1999)

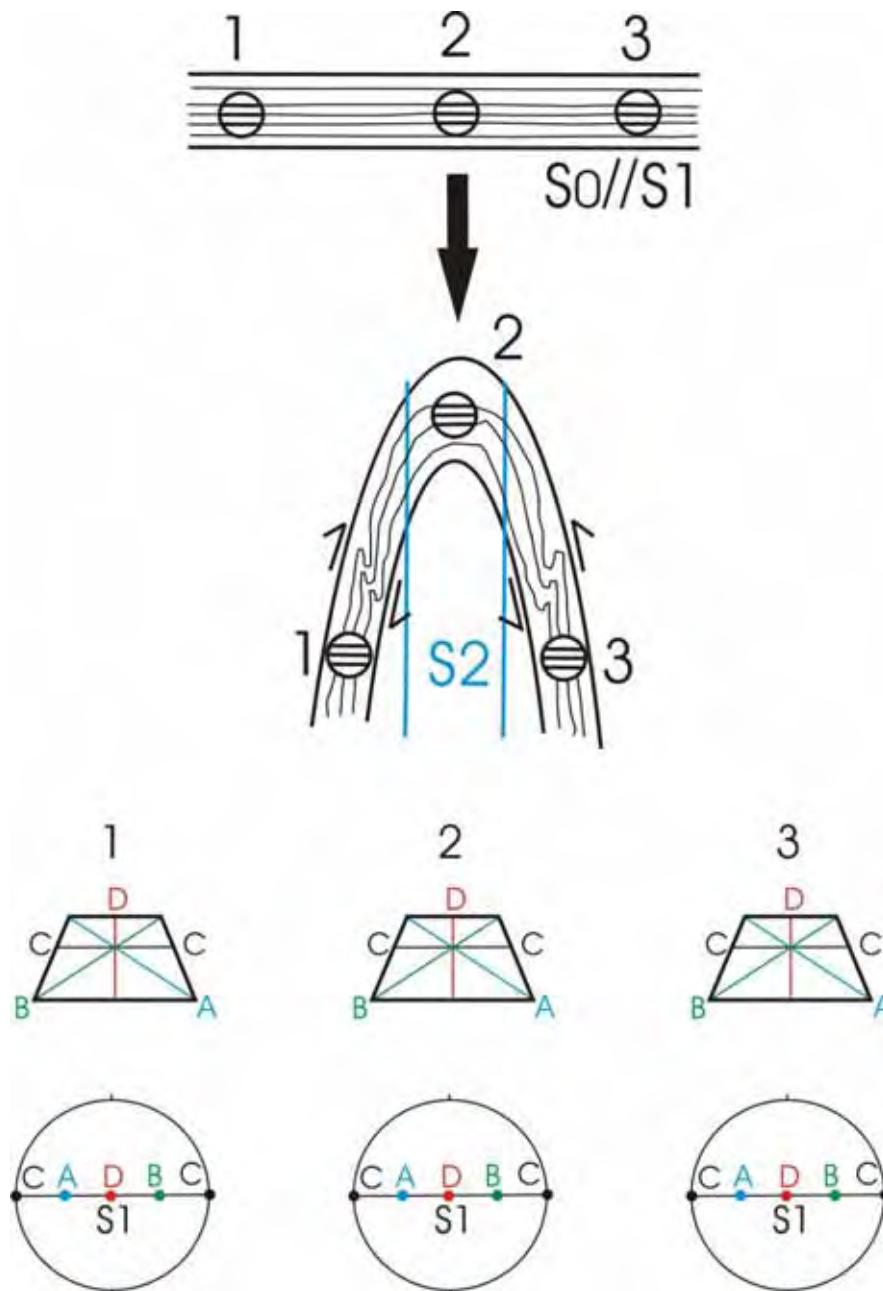


Figura 2.6 – Exemplo teórico do comportamento de porfiroblastos esféricos em dobramento por fluxo flexural. Como neste modelo tais porfiroblastos não se movimentam em relação a S_2 , as lineações inclusas tendem a manter sua orientação original.

Em porfiroblastos inequidimensionais, as rotações irão depender da posição do porfiroblasto dentro da dobra. Os porfiroblastos do flanco esquerdo vão rotacionar no sentido

horário, e os porfiroblastos situados no flanco direito irão rotacionar no sentido anti-horário, ou seja, no sentido oposto à rotação do flanco (figura 2.7).

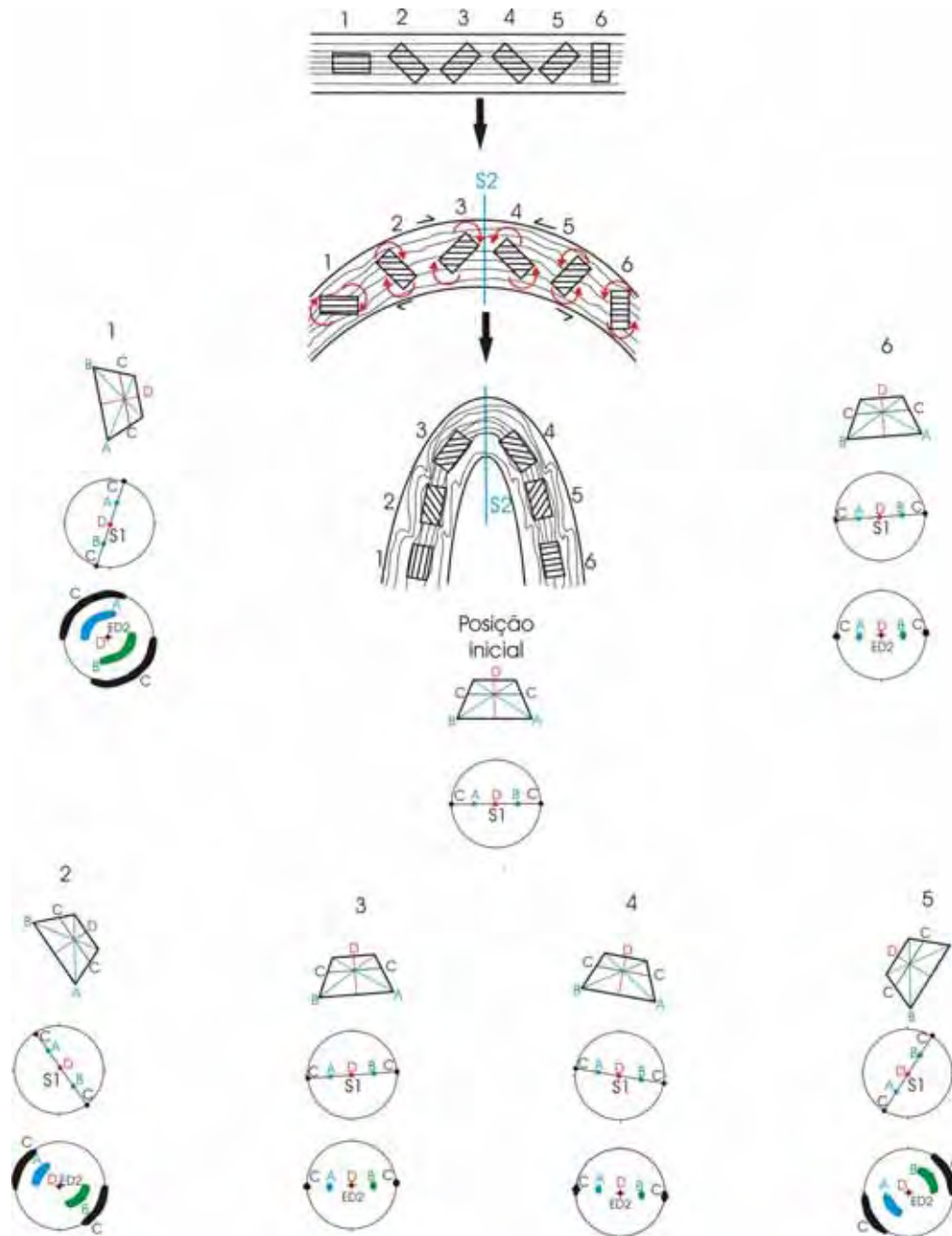


Figura 2.7 - Exemplo teórico do comportamento de porfiroblastos inequidimensionais em dobramento por fluxo flexural. Aqui os porfiroblastos giram em sentido contrário ao da rotação do flanco onde se situam.

Os porfiroblastos 1, 2 e 3 terão uma rotação no sentido horário, sendo a quantidade de giro dependente do valor de mergulho do flanco da dobra onde se encontra. Os porfiroblastos 4, 5 e 6 terão uma rotação no sentido anti-horário. A única lineação que mantém a sua orientação original é uma paralela ao eixo de rotação do porfiroblasto, no caso, indicada em vermelho.

Os porfiroblastos 5 e 6 vão girar ambos em sentido anti-horário, sendo que o porfiroblasto 5 terá comportamento igual ao porfiroblasto 2, porém, com giro no sentido oposto. A mesma quantidade de giro é também observada nos porfiroblastos 3 e 4, mas também em sentidos opostos.

Na prática, a tendência é que os porfiroblastos guardem Si em posição semelhante a Si (externo), porém, com mergulhos mais suaves (VISSER & MANCKTELOW, 1992). A diferença de porfiroblastos mais esféricos para mais elípticos é que nos primeiros S1 tende a desenhar uma dobra mais suave do que nos últimos.

2.1.3- Formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro (CP)

No cisalhamento puro as dobras são formadas por amplificação de deflexões naturais durante encurtamento coaxial homogêneo (WILLIAMS & JIANG, 1999). Considerando que na época de sua blastese (pós D1) os porfiroblastos se formaram em orientações aleatórias e posteriormente, ao serem afetados pela deformação D2, os equidimensionais não rotacionarão, enquanto os inequidimensionais irão rotacionar para o plano de S2 em função do achatamento. Com isso, poderão rotacionar em sentidos distintos, mesmo em um único flanco e com quantidade de giro distintas, dependendo de sua orientação original.

Porfiroblastos esféricos não irão rotacionar (figura 2.6) e as lineações preservadas no plano de Si irão manter a sua posição inicial, conforme ilustrado no caso do Fluxo Flexural, figura 2.6

Para o caso dos porfiroblastos inequidimensionais (figura 2.8), o único que permanece em sua posição inicial é o da situação 6. Todos os outros cristais irão rotacionar, em maior ou menor grau, a exceção da situação 1B, que ocorre em casos especiais. Um porfiroblasto com comprimento maior perpendicular ao plano S2 irá rotacionar até 90°, até ficar paralelo a S2 (situação 1A- figura 2.8).

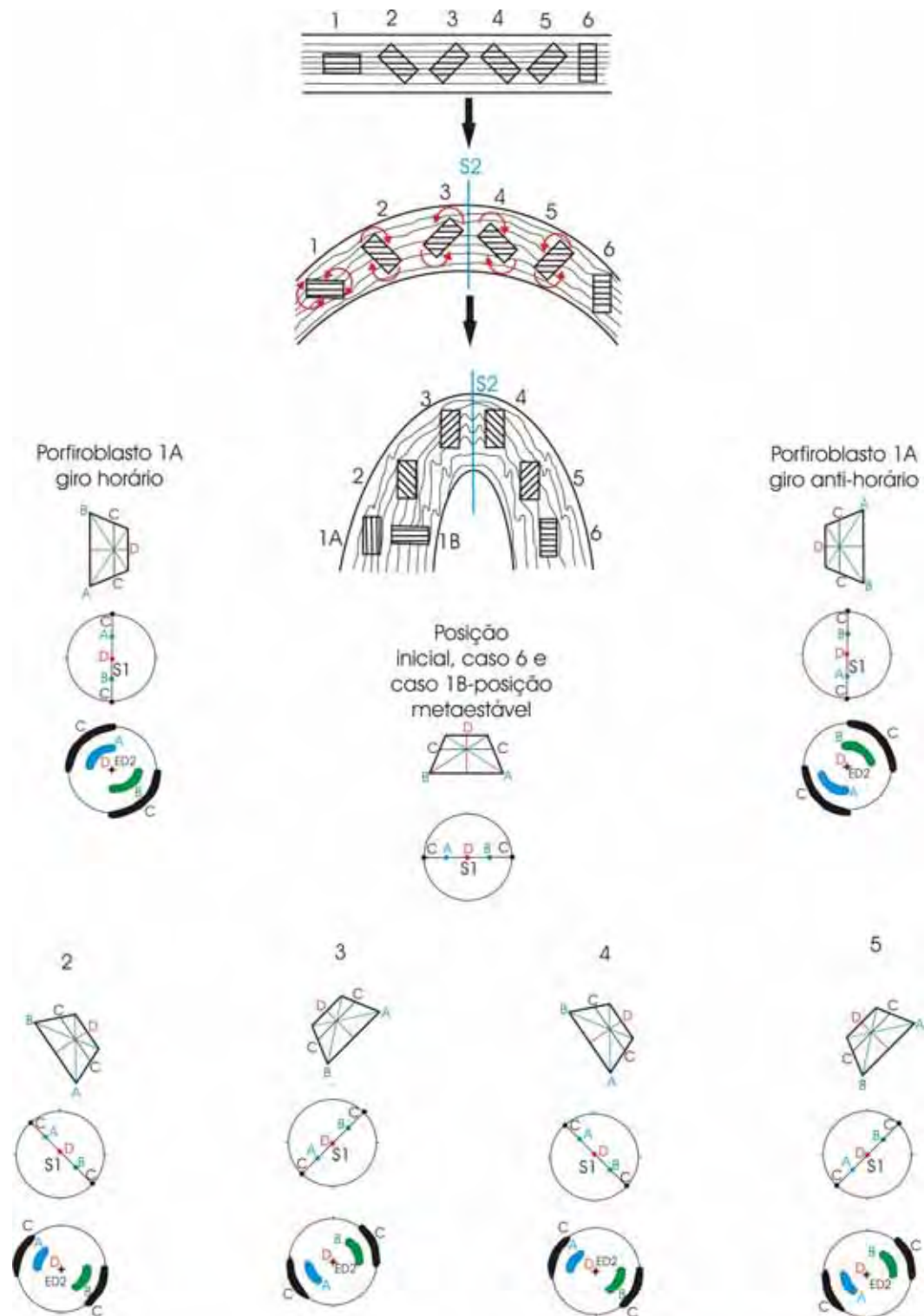


Figura 2.8 - Exemplo teórico do comportamento de porfiroblastos inequidimensionais em dobramento por cisalhamento puro.

Porfiroblastos originalmente com comprimento maior perpendicular ao plano S2 (situação 1B- figura 2.8), podem manter a mesma posição ao término do achatamento D2, não rotacionando por encontrar-se numa situação de equilíbrio meta-estável.

Este mecanismo de formação de dobras gera rotações em sentidos contrários dentro do mesmo flanco de uma dobra. Considerando que os porfiroblastos inequidimensionais possuem formas tabulares (figura 2.8), e que os eixos de rotação são paralelos ao eixo da dobra, nos casos em que uma das arestas é paralela ao eixo da dobra, o eixo de rotação será paralelo a tal aresta.

Um porfiroblasto com comprimento maior paralelo ao plano S2 tenderá a manter a orientação inicial da lineação inclusa, qualquer que seja a orientação desta lineação (situação 6- figura 2.8).

2.1.4- Formação de dobras pelo mecanismo proposto por De Sitter, pelo mecanismo de partição da deformação proposto por BELL, onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial controlado por S2 e pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento no plano de S1.

Aqui serão agrupados três modelos de dobramento, uma vez que os produtos finais serão iguais.

De Sitter propôs em 1956 um modelo de dobramento onde além de haver deslizamento ao longo dos planos de S2, há encurtamento coaxial dos microlitons durante o dobramento. A diferença para o deslizamento paralelo ao plano axial é que o modelo proposto por De Sitter inclui uma componente de encurtamento paralela a camada dobrada e perpendicular ao eixo da dobra. Mas mesmo com essa diferença, o comportamento de porfiroblastos, tanto esféricos como inequidimensionais, será o mesmo do modelo de dobramento por deslizamento paralelo ao plano axial.

Neste modelo, tanto porfiroblastos esféricos (figura 2.6) quanto inequidimensionais não rotacionam e quaisquer orientações originais de L1 inclusas se mantêm inalteradas. Tal modelo invoca a partição de deformação envolvendo cisalhamento não-coaxial nos planos de S2 e coaxial nos microlitons, sem promover rotação.

BELL (1985) propôs um modelo onde a deformação se processa de forma heterogênea e não há rotação dos porfiroblastos. Segundo o autor, há o desenvolvimento de zonas de concentração da deformação coaxial e não-coaxial, e qualquer porfiroblasto formado nas zonas de deformação coaxial não rotacionaria (figura 2.9).

Uma adaptação da proposta de BELL (1985), onde ocorre uma partição da deformação em domínios coaxiais e não-coaxiais, os porfiroblastos se formariam também nos domínios coaxiais. Mas neste caso a deformação é acomodada de forma heterogênea pelos planos de S1. Este modelo de dobramento prevê que os porfiroblastos formados nos domínios coaxiais não rotacionam, e quaisquer direções de lineação são preservadas (figura 2.9).

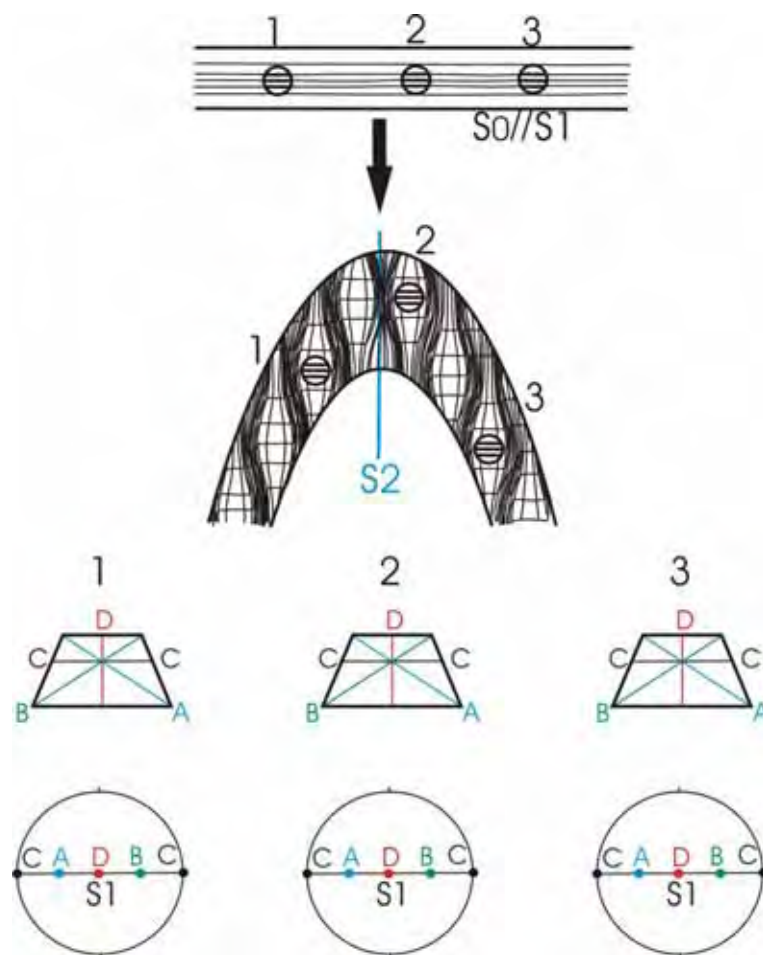


Figura 2.9 - Ilustração do comportamento de porfiroblastos esféricos que não rotacionam no modelo de dobramento por partição da deformação nos planos de S2, proposto por BELL (1985).

Nestes três modelos, segundo os autores, ocorre uma partição da deformação ao redor dos porfiroblastos, o que os mantém em sua posição original. Nestes casos, teoricamente, não há rotação alguma dos porfiroblastos, e qualquer direção de lineação poderia ser resgatada. A única hipótese de rotação de porfiroblastos nestes três modelos seria o caso de os porfiroblastos serem afetados pelos planos de deslizamento (S1 ou S2, a depender do modelo) ou serem grandes demais para se manterem imóveis dentro dos domínios de deformação coaxial.

2.1.5- Porfiroblastos oblíquos em Cisalhamento Puro

No caso em que as arestas são oblíquas ao eixo da dobra D2, o eixo de rotação será dado pela intersecção entre o plano axial de S2 e a maior face do porfiroblasto. Essa situação conduz a uma grande dispersão de orientações da lineação inclusa nos porfiroblastos, provavelmente impossibilitando o resgate da orientação original de Li.

Todos os casos citados para porfiroblastos inequidimensionais tratam de cristais com pelo menos uma aresta paralela ao eixo de rotação da dobra, que conseqüentemente torna-se o eixo de rotação no processo de encurtamento coaxial. Não foram considerados casos em que as arestas são oblíquas ao eixo da dobra. Este caso é ilustrado na figura 2.10, onde o porfiroblasto é rotacionado ao plano de encurtamento.

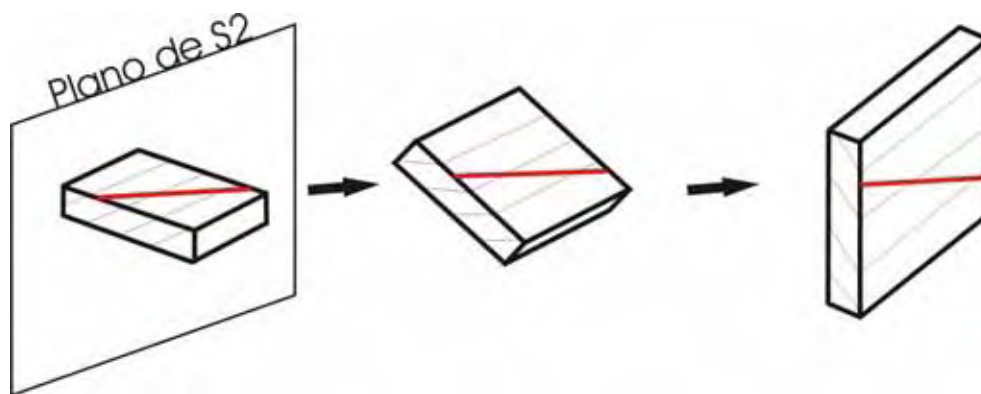


Figura 2.10 – Seqüência de rotação de um porfiroblasto oblíquo ao plano de encurtamento. A linha vermelha representa a intersecção de S2 da face mais ampla do porfiroblasto, e corresponde a orientação do eixo de rotação do porfiroblasto.

Nesta hipótese onde as faces do porfiroblasto são oblíquas ao eixo de rotação, nenhuma lineação inclusa irá preservar sua orientação original. Essa situação é possível para os modelos que envolvem rotação devido à componente de cisalhamento puro. Por envolver diversas possibilidades de orientações de eixos, os padrões da posição final das lineações serão caracterizadas por grande dispersão, sem definição de girlandas.

Possibilidades teóricas sem formação de dobras

Serão discutidos dois casos, em função da forma dos porfiroblastos. O primeiro, considera que o porfiroblasto prismático que tende a rotacionar apenas até o seu maior comprimento se paralelizar ao plano de cisalhamento. O segundo considera porfiroblastos aproximadamente esféricos que tendem a rotacionar continuamente, em quantidade proporcional à deformação cisalhante.

Neste caso, será tratada uma rocha com uma foliação S1 e uma lineação mineral/estiramento (L1) desenvolvidas em D1, afetada por uma deformação D2 que promoverá o cisalhamento não coaxial, paralelo a S2, que gera S2 e L2 (lineação mineral/estiramento) na matriz. O porfiroblasto inter D1-D2, que tem S1 e L1 inclusos vai rotacionar de acordo com a cinemática da deformação não coaxial (por exemplo, sinistral ou dextral) e a quantidade de rotação dependerá da quantidade de deformação cisalhante.

A posição inicial do porfiroblasto em relação aos eixos de encurtamento e estiramento (ISA) é um fator importante no comportamento de uma lineação contida em uma foliação inclusa em um porfiroblasto. Será assumido, por simplificação, que a deformação não coaxial corresponde ao cisalhamento simples.

2.1.6 - Porfiroblasto de hábito inequidimensional rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento

A figura 2.11 mostra o comportamento de porfiroblastos intertectônicos de contornos assimétricos em um regime de cisalhamento simples. A deformação não-coaxial tenderá a rotacionar os porfiroblastos até o paralelismo com os planos de cisalhamento.

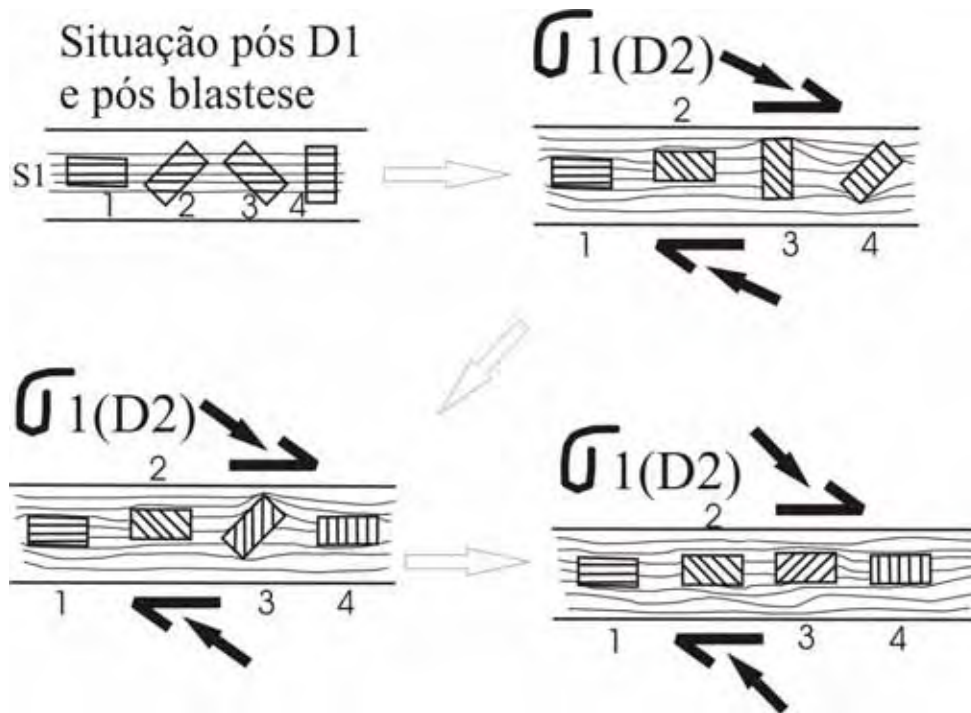


Figura 2.11 – Comportamento de porfiroblastos intertectônicos de hábitos prismáticos em regime de cisalhamento simples. As foliações e lineações inclusas terão diferentes ângulos de rotação, em função da posição inicial dos porfiroblastos.

Os porfiroblastos terão o mesmo eixo de rotação que está contido no plano de cisalhamento S2 e perpendicular a direção de estiramento L2. Nos casos de deformação intensa, a orientação inicial do porfiroblasto poderá ter influência no processo de rotação, conduzindo a eixos de rotação independentes, definidos pela orientação da face mais longa do porfiroblasto. Neste caso, pode ser gerado um padrão complexo que impossibilitará o resgate da orientação original de Li inclusa no porfiroblasto.

2.1.7 - Porfiroblasto de formato esférico rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento

Neste caso o comportamento dos porfiroblastos é similar a situação anterior, mas aqui a quantidade de rotação dos porfiroblastos pode ser grande, pois devido ao seu formato, em regime de cisalhamento simples os porfiroblastos esféricos tendem a girar indefinidamente,

enquanto durar a deformação conforme os eixos de *strain* também rotacionam (SCHONEVELD, 1977; PASSCHIER & TROUW, 1996). Considerando uma deformação homogênea, os porfiroblastos rotacionarão a mesma taxa, mas para efeito de ilustração, será considerada também uma deformação heterogênea, onde cada porfiroblasto gira em quantidade independente dos outros (figura 2.12).

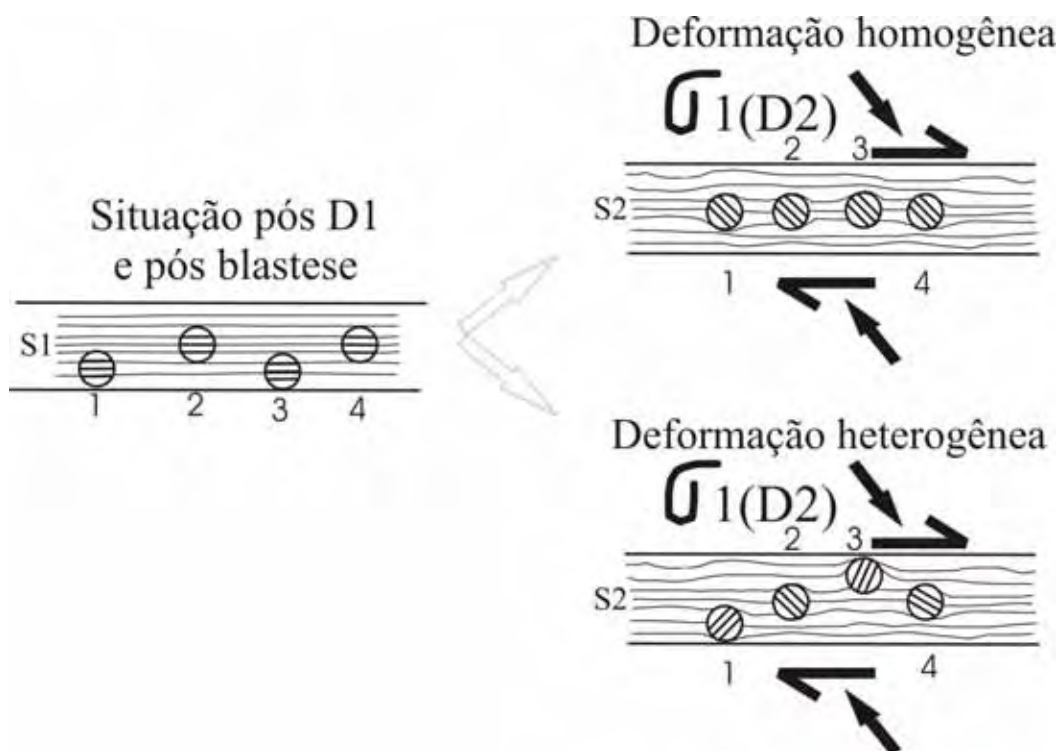


Figura 2.12 – Rotação de porfiroblastos esféricos em cisalhamento simples homogêneo e heterogêneo. A ausência de marcadores externos dificulta, e praticamente impossibilita a quantificação da quantidade de giro dos porfiroblastos.

Nesta situação, as foliações e lineações inclusas não têm limites de rotação, podendo girar em ângulos desde pequenos até mais de 360°.

2.2- PORFIROBLASTOS SINTECTÔNICOS

Para os porfiroblastos sintectônicos, também está sendo considerada uma rocha afetada por duas fases de deformação D1 e D2, contendo porfiroblastos de quaisquer minerais,

que preservem uma foliação S1 e lineação mineral L1 e que tenha uma foliação S2 na matriz. Os porfiroblastos tardi D2 dificilmente preservam alguma orientação original de S1 e L1, em geral já profundamente modificados (rotacionados/transformados) por D2.

Como a deformação D2 tende a modificar as estruturas anteriores (D1), espera-se que quanto mais avançada a deformação D2, menos preservadas serão as estruturas D1 e, conseqüentemente, mais complexas serão as orientações de S1 e L1. Por isso, para o resgate da orientação pretérita destes elementos, os porfiroblastos cedo D2 são os mais indicados. Também são adequados os porfiroblastos sin-D2 que apresentem em seu núcleo o registro do crescimento cedo D2. Para os porfiroblastos sintectônicos é possível, e provável que os porfiroblastos cresçam controlados pela deformação D2, o que implicaria, em alguns casos, em pouca ou nenhuma rotação.

As figuras representando S1 e L1 (foliação e lineação inclusas), são referentes à observação no núcleo do porfiroblasto, pois nas bordas, Si e Li provavelmente já estarão modificados por D2. Nos porfiroblastos tratados aqui, serão consideradas duas situações: uma onde D2 produz dobra em S1 e outra onde S2 desenvolve-se aproximadamente paralelo a S1, mas sem formar dobras. Nos modelos de dobramento o eixo de rotação dos porfiroblastos é paralelo ao eixo da dobra. Na situação onde as condições de deformação ocorrem em regime não-coaxial sem a geração de dobras, será assumido o modelo de cisalhamento simples para D2, sendo o eixo de rotação paralelo ao eixo Y do elipsóide de deformação D2.

Neste tipo de porfiroblasto serão consideradas dez hipóteses possíveis, sete delas relacionadas a figura 1.2, que ilustra sete mecanismos diferentes de deformação:

- A primeira aplica-se a formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal.
- A segunda refere-se a formação de dobras pelo mecanismo de deslizamento flexural.
- A terceira trata de formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro.
- A quarta hipótese considera formação de dobras pelo mecanismo de deslizamento paralelo ao plano-axial.
- O quinto caso descreve a formação de dobras pelo mecanismo de dobramento proposto por De Sitter, onde além do deslizamento ao longo dos planos de S2 parece haver encurtamento coaxial dos microlitons durante o dobramento.
- O sexto caso simula a hipótese da formação de dobras pelo mecanismo proposto por BELL (1985), onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial.

- O sétimo caso trata a formação de dobras pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento (reativação) dos planos de S1 (BELL, 1986).
- O oitavo caso não envolve formação de dobras, mas a rotação de porfiroblastos inequidimensionais em regime não-coaxial.
- A nona situação simula porfiroblastos de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto rotaciona.
- O décimo modelo simula porfiroblastos de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto não rotaciona.

2.2.1- Formação de dobras pelo mecanismo de strain tangencial longitudinal (STL) e deslizamento paralelo ao plano axial (DPA)

Nestes casos os únicos porfiroblastos que irão permanecer estáticos em relação a dobra serão aqueles posicionados na zona de charneira (figura 2.13). Os porfiroblastos situados nos flancos terão rotações em relação ao plano de S2 (ou à posição original de S1) equivalentes ao flanco das dobras onde se encontram, sendo que nestes casos, a única direção de lineação preservada seria uma paralela ao eixo de rotação do porfiroblasto, no caso, indicada em vermelho.

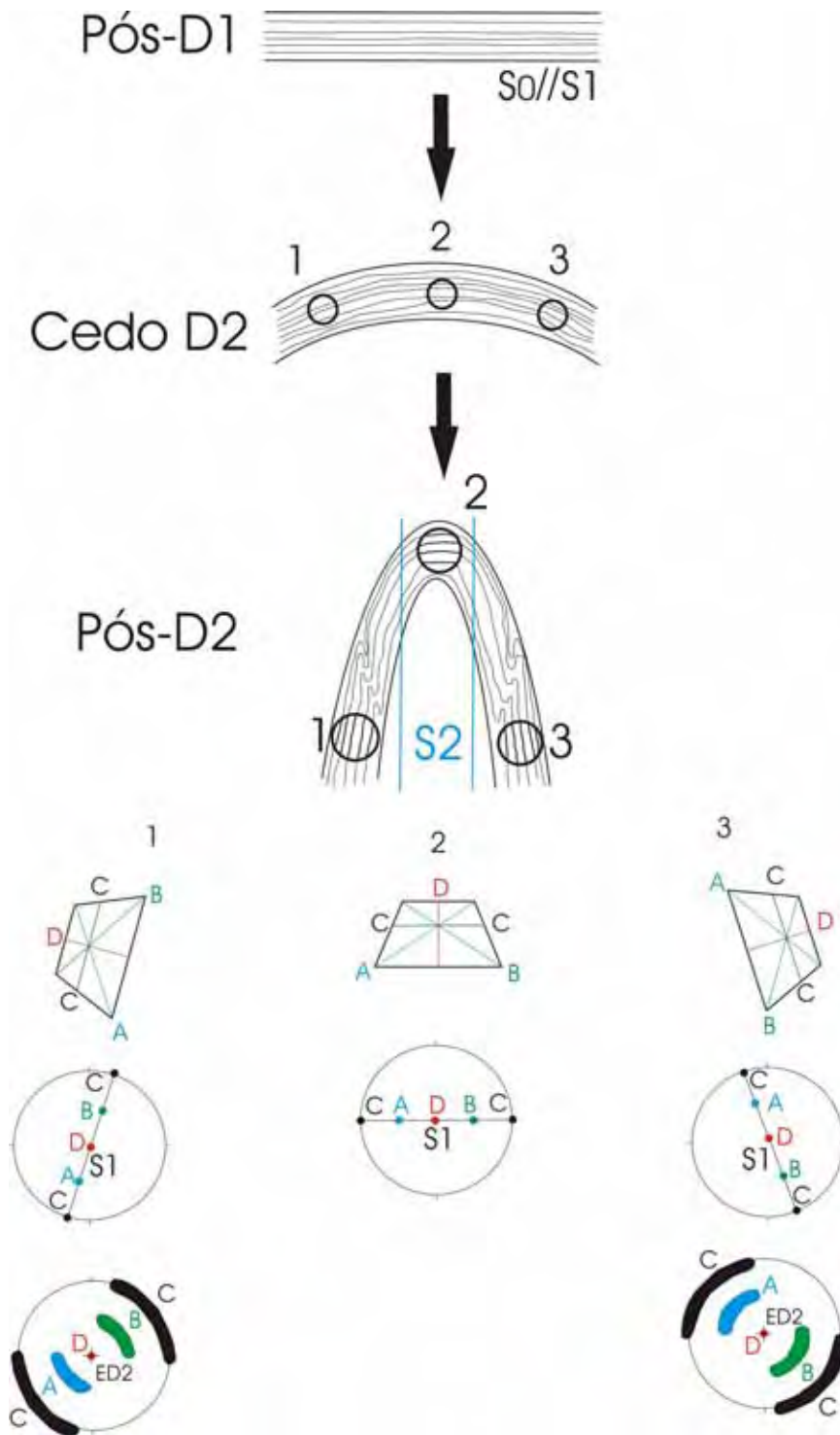


Figura 2.13 – Geometria de inclusões de porfiroblastos esféricos sin D2. As rotações observadas podem ser produto de dobramento por de strain tangencial longitudinal ou deslizamento paralelo ao plano axial.

A figura 2.14 mostra o comportamento de porfiroblastos inequidimensionais em posições iniciais variadas, gerando geometrias aproximadamente sigmoidal. Aqui o ângulo de rotação dos elementos planares e lineares vai depender além do mergulho da dobra, da posição inicial do porfiroblasto. Neste caso de cristais inequidimensionais, as rotações de S1 e L1 podem ser maiores de 90° (porfiroblastos 1, 5 e 6).

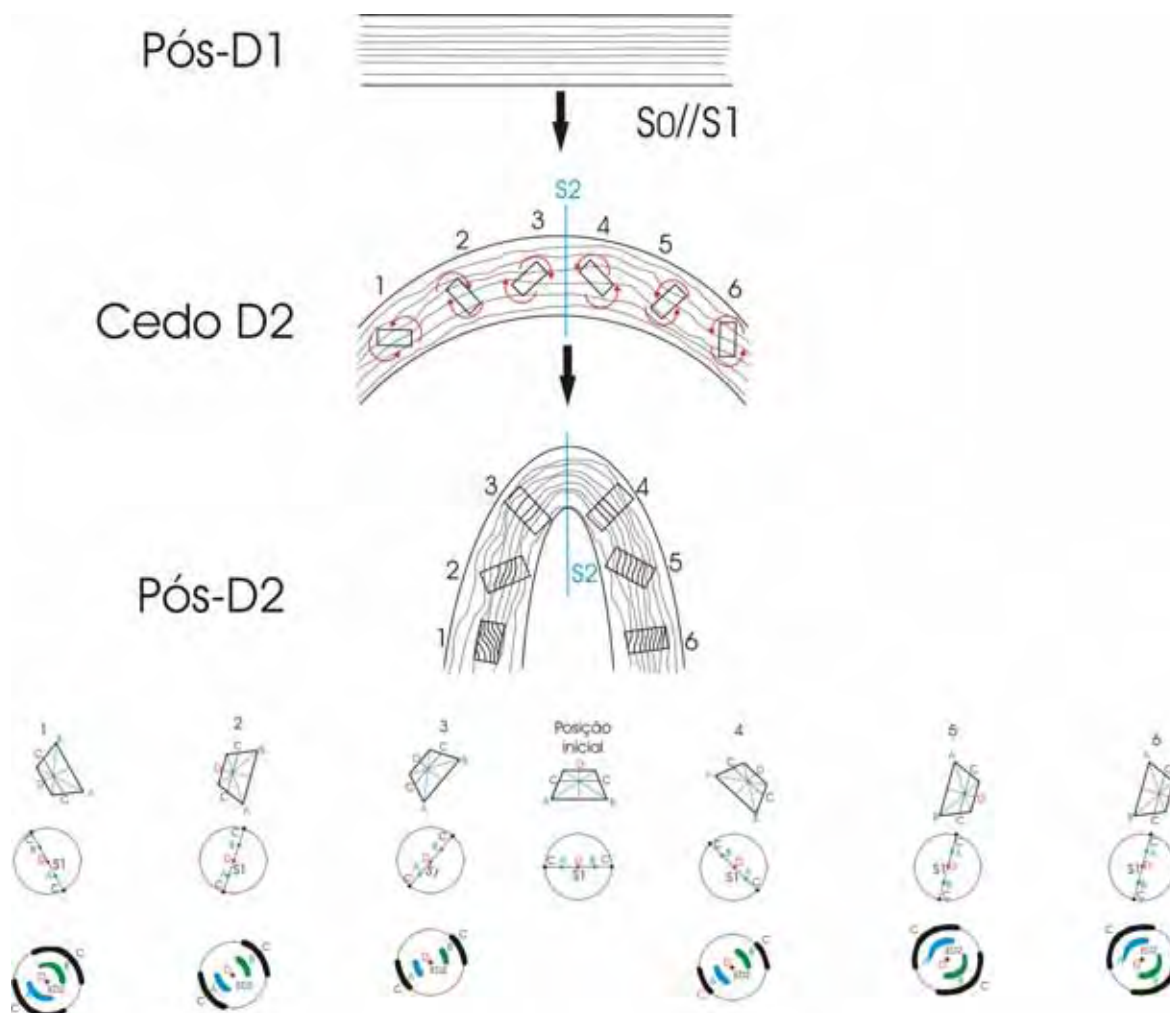


Figura 2.14 – Geometria de inclusões de porfiroblastos inequidimensionais sin D2. As rotações observadas são produto de dobramento por de strain tangencial longitudinal.

2.2.2- Formação de dobras pelo mecanismo de fluxo flexural (FF)

O mecanismo de rotação de porfiroblastos já foi discutido para o caso dos porfiroblastos intertectônicos. Para os sintectônicos o comportamento é semelhante, mas duas diferenças básicas existem:

1 – Como os porfiroblastos aqui considerados começam a blastese durante o início de D2, os elementos D1 (S1 e L1) incluídos pelo porfiroblasto podem já ter suas orientações ligeiramente modificadas pela deformação D2.

2 – Conforme a deformação progride, as modificações de S1 e L1 são acentuadas, fazendo com que para as bordas do porfiroblasto o padrão de S1 e L1 inclusos tornem-se mais complexos.

Os porfiroblastos esféricos irão preservar geometrias aproximadamente retas no centro e curvas nas bordas (figura 2.15), tanto na charneira quanto nos flancos.

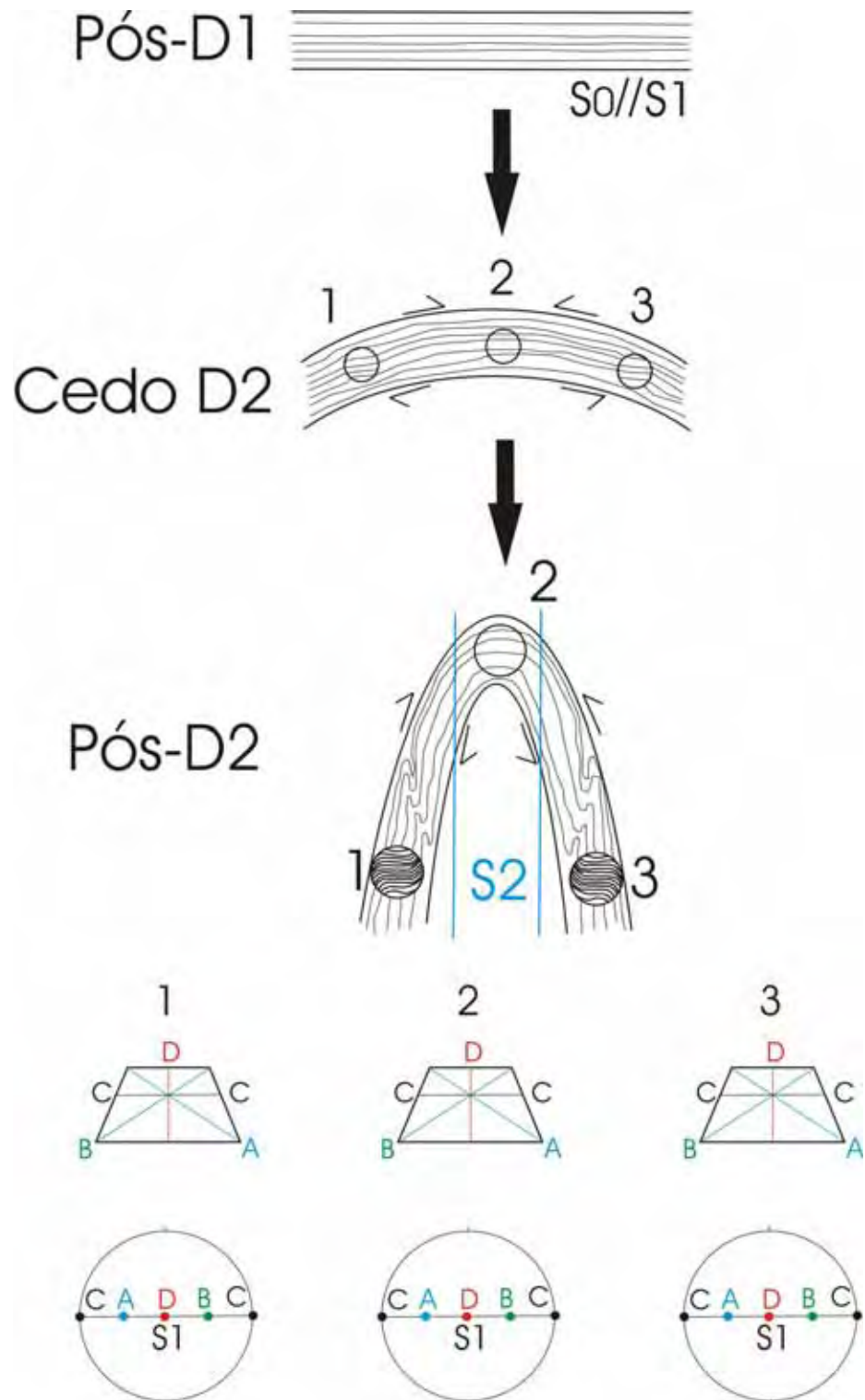


Figura 2.15 - Geometria de inclusões de porfiroblastos esféricos sin D2. O mecanismo de dobramento considerado é o de fluxo flexural.

Os porfiroblastos inequidimensionais irão rotacionar no sentido horário no flanco esquerdo e no sentido anti-horário no flanco direito (figura 2.16).

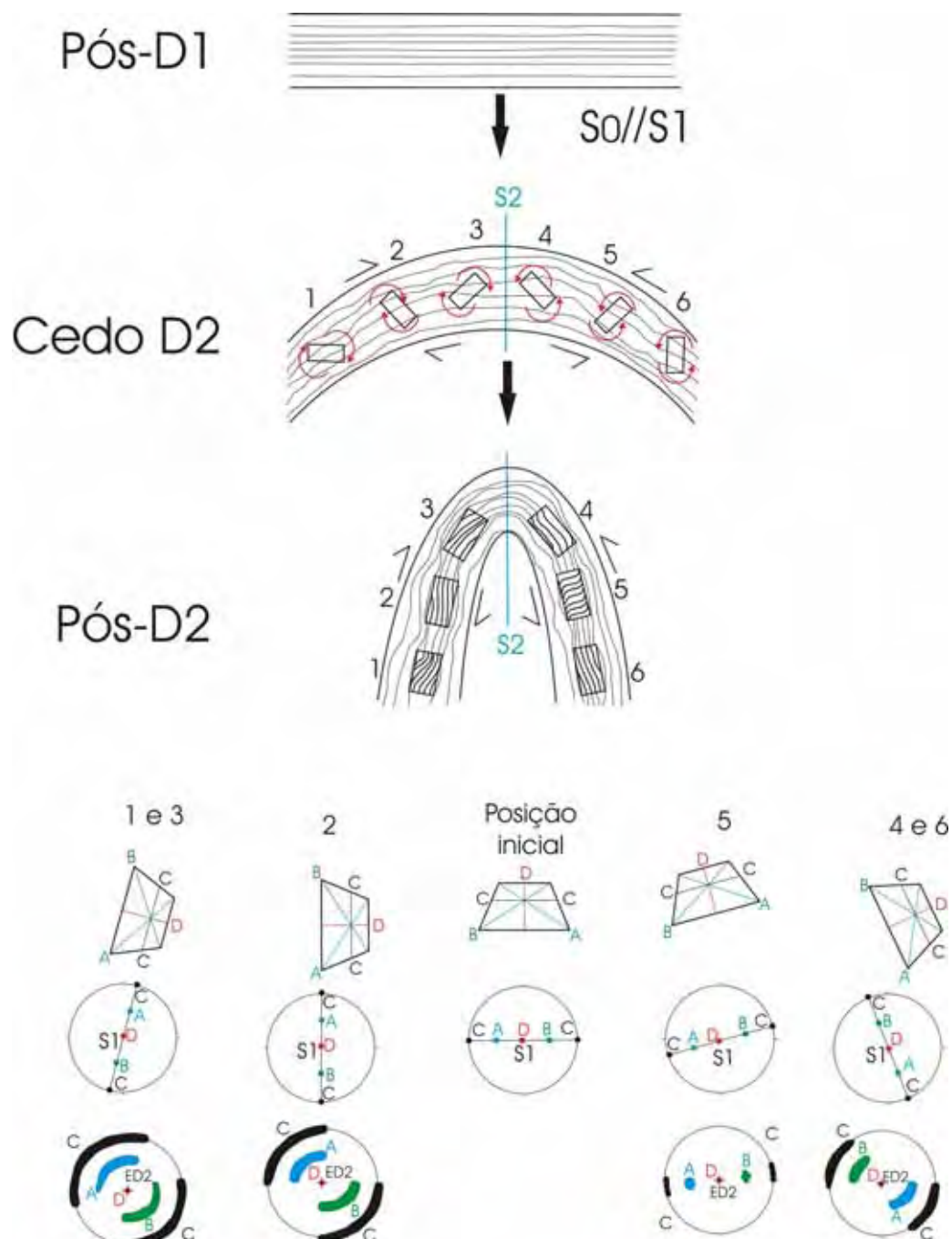


Figura 2.16 - Geometria de inclusões de porfiroblastos inequidimensionais sin D2. O mecanismo de dobramento considerado é o de fluxo flexural.

2.2.3 - Formação de dobras pelo mecanismo de cisalhamento puro (CP)

Neste caso os porfiroblastos esféricos irão permanecer estáticos em relação a dobra, estejam posicionados na linha de charneira ou nos flancos (figura 2.17). Aqui, qualquer direção de lineação inclusa (Li) seria passível de recuperação, uma vez que as orientações destas direções não mudam.

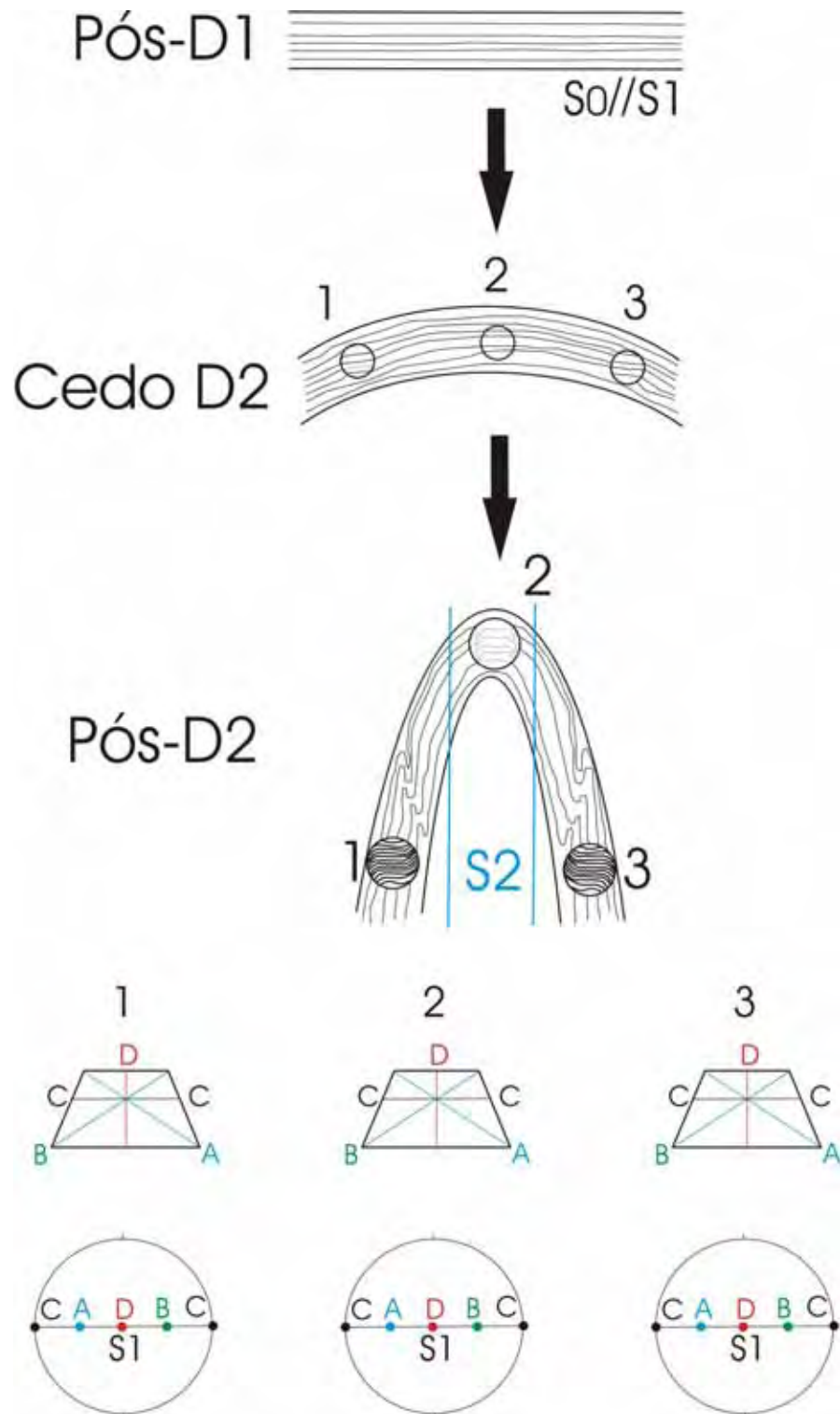


Figura 2.17 - Geometria de inclusões de porfiroblastos esféricos inter a S_1 D2. O mecanismo de dobramento considerado é o de cisalhamento puro.

No caso de porfiroblastos inequidimensionais, estes irão rotacionar (figura 2.18) para o plano de encurtamento (S_2).

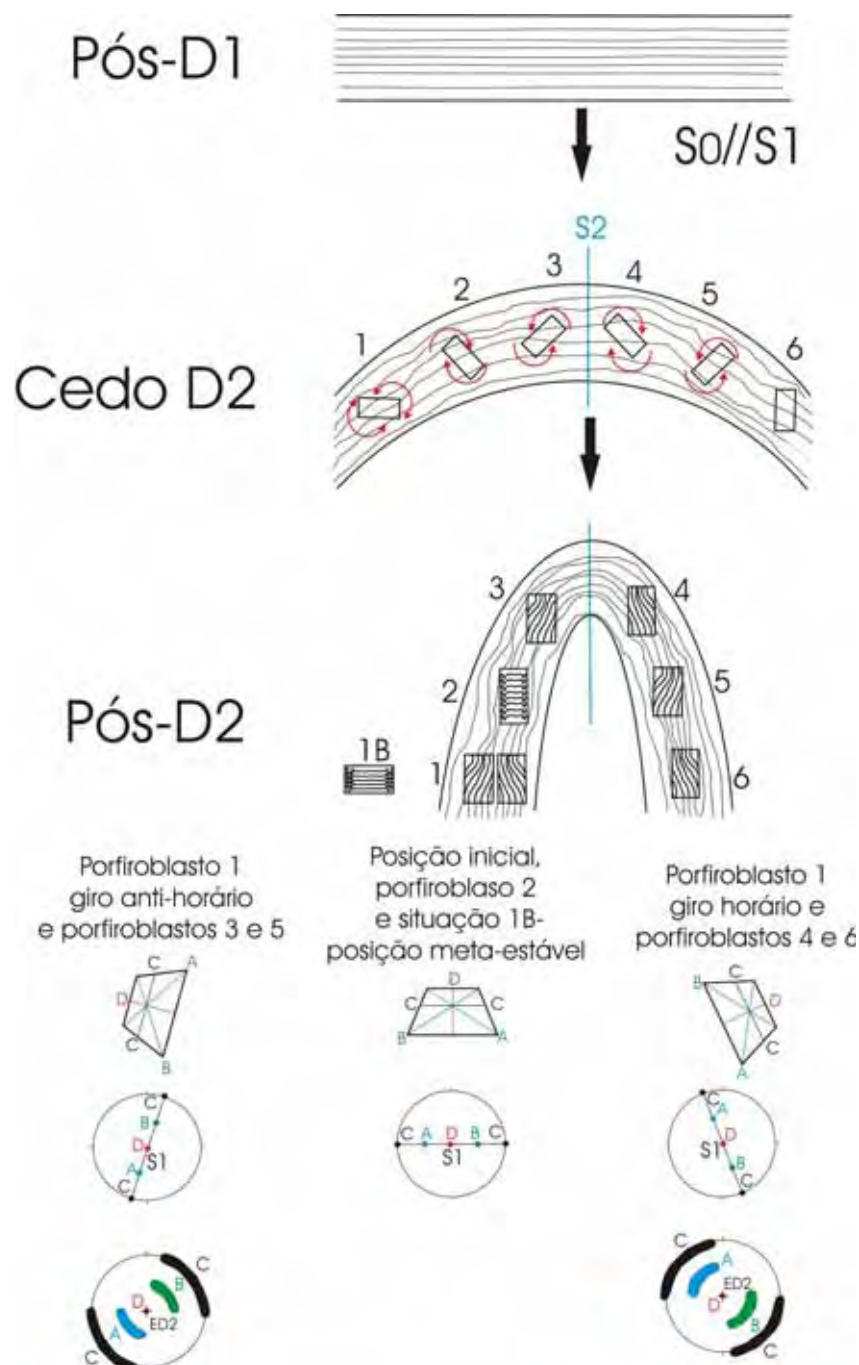


Figura 2.18 - Geometria de inclusões de porfiroblastos inequidimensionais inter a sin D2. O mecanismo de dobramento considerado é o de cisalhamento puro.

A única hipótese da orientação original da lineação inclusa ser preservada seria o caso de uma lineação paralela ao eixo de rotação ou na situação de um porfiroblasto com uma posição inicial com comprimento maior já paralelo ao plano de S2. Neste caso o porfiroblasto não rotaciona, e quaisquer orientações de S1 e L1 inclusas poderiam ser resgatadas, considerando que a deformação D2 não modifique muito as estruturas D1 antes destas serem inclusas pelo porfiroblasto. Existe também a possibilidade do porfiroblasto 1 não rotacionar, permanecendo em uma posição meta-estável, neste caso, possibilitando o resgate de estruturas D1 em seu núcleo.

2.2.4 - Formação de dobras pelo mecanismo proposto por De Sitter, pelo mecanismo de partição da deformação proposto por BELL, onde há domínios de deformação coaxial e não-coaxial controlado por S2 e pelo mecanismo de partição da deformação, acomodada ao longo de deslizamento no plano de S1.

Os três casos citados não implicam em rotação dos porfiroblastos, por isso, no núcleo, terão Si e Li com a direção original preservada, sendo estes dois elementos progressivamente girados para o paralelismo com S2 nas bordas do porfiroblasto. Nestas bordas a determinação da orientação de Li é mais complexa, pois além da rotação promovida pelo dobramento D2 (onde o eixo de rotação é igual ao eixo da dobra D2), a lineação sofre rotação por acomodação a morfologia do porfiroblasto.

A proposta de BELL (1985) invoca a partição da deformação em zonas de deformação coaxial e não-coaxial, acomodadas no plano de S2, onde porfiroblastos sintectônicos se formariam nos domínios coaxiais com inclusões retas (figura 2.19).

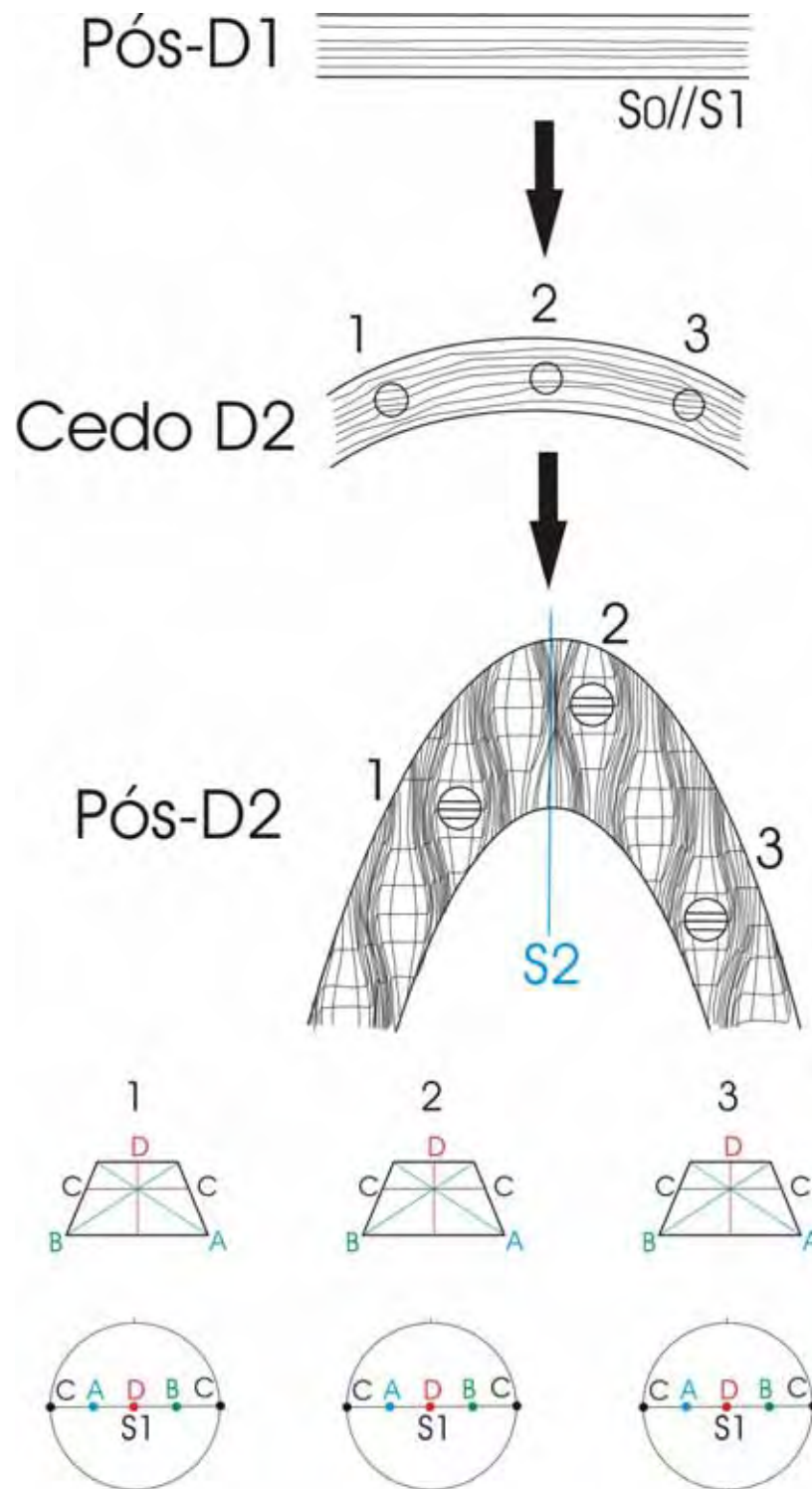


Figura 2.19 - Geometria de inclusões de porfiroblastos esféricos sin D2. O mecanismo de dobramento considerado é o da partição da deformação nos planos de S_2 .

Considerando que a partição da deformação ocorra pela reativação dos planos de S1, os “*pods*” de deformação coaxial iriam preservar a orientação de porfiroblastos inequidimensionais também (figura 20).

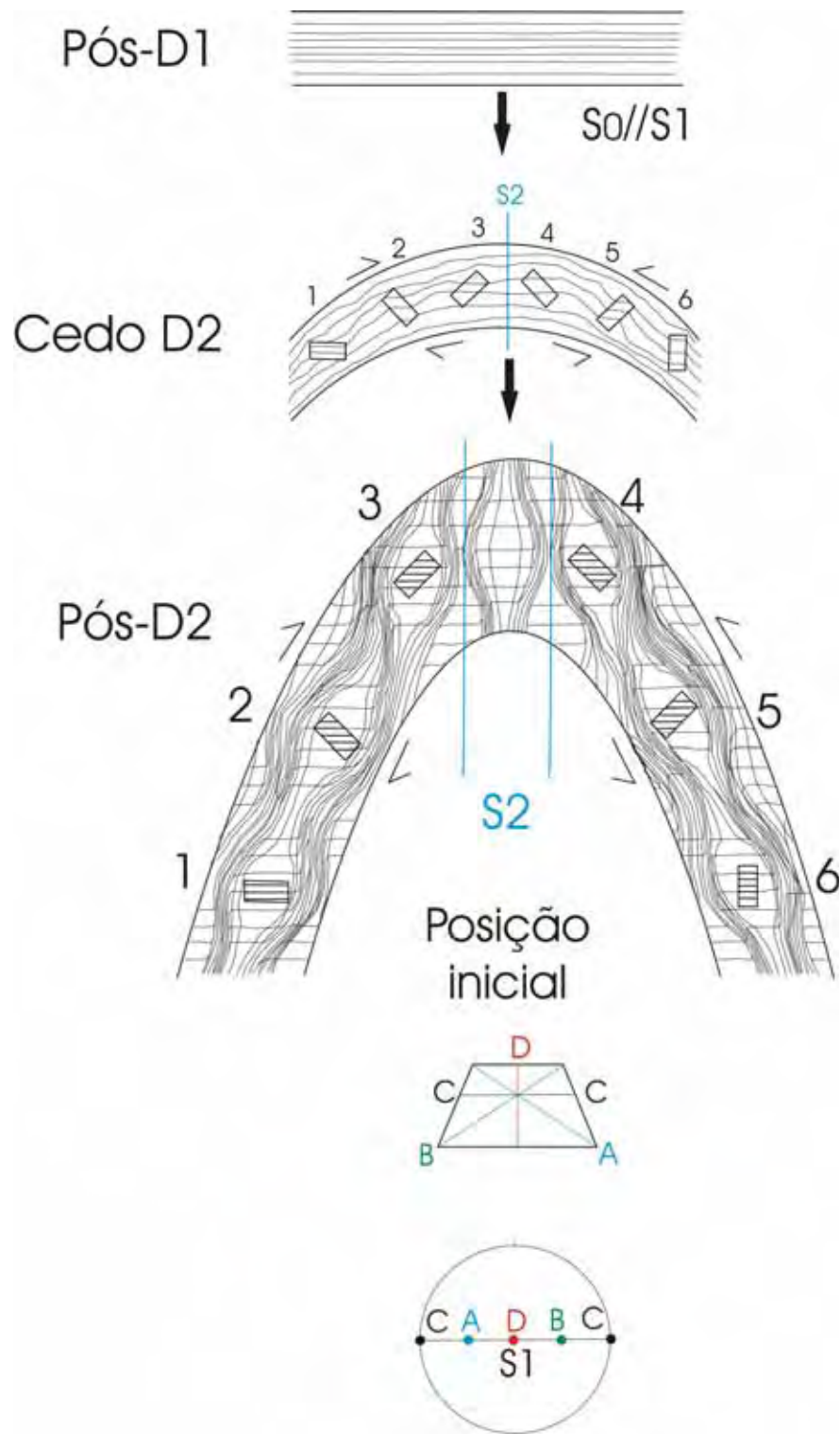


Figura 2.20 - Geometria de inclusões de porfiroblastos esféricos sin D2. O mecanismo de dobramento considerado é o da partição da deformação nos planos de S_2 .

A única hipótese de rotação de porfiroblastos nestes três modelos seria o caso dos planos onde há a acomodação da deformação tocarem os porfiroblastos. Nestes casos, a deformação não coaxial causaria a rotação dos porfiroblastos, sejam eles equidimensionais ou inequidimensionais.

2.2.5- Porfiroblasto de hábito inequidimensional rotacionado por D2 em regime não-coaxial sem dobramento

Para ilustrar a situação de forma mais simplificada, assume-se que o cisalhamento D2 é do tipo simples e paralelo a S1. Supõe-se também que σ_1 está na direção do cisalhamento D2. A figura 2.21 mostra o comportamento de porfiroblastos sintectônicos de hábito inequidimensional em um regime de cisalhamento simples. O fluxo não-coaxial tenderá a rotacionar os porfiroblastos e quaisquer objetos de hábito inequidimensional até o paralelismo com os planos de cisalhamento (PASSCHIER & TROUW, 1996). Neste caso as rotações observadas irão atingir um máximo de 170° , uma vez que atingido o plano da foliação S2, o porfiroblasto tenderá a se manter neste plano.

DUPEE (2004) demonstrou que as etapas 5 e 6 do desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (BELL & RUBENACH, 1983) ao redor de um maciço granítico produziram a rotação de porfiroblastos de estauroлита. O mapeamento da orientação das trilhas de inclusões ao longo de perfis em direção ao plúton demonstrou que próximo ao maciço granítico, as etapas 5 e 6 da formação da clivagem de crenulação, associadas a uma deformação mais intensa, causaram a rotação de porfiroblastos intertectônicos próximo ao granito, sendo as orientações das trilhas de inclusões dos mesmos porfiroblastos mais homogêneas quanto mais distante do maciço. VERNON (1989) demonstrou que as orientações de trilhas de inclusões em porfiroblastos inter a sin-tectônicos são homogêneas ao redor de três maciços graníticos na Austrália, sem mencionar qual o grau de deformação pós-porfiroblastos presente nas rochas hospedeiras. WILLIAMS (1994) também menciona a preservação seqüencial de diferentes estágios da clivagem de crenulação em rochas do Arizona e do Novo México.

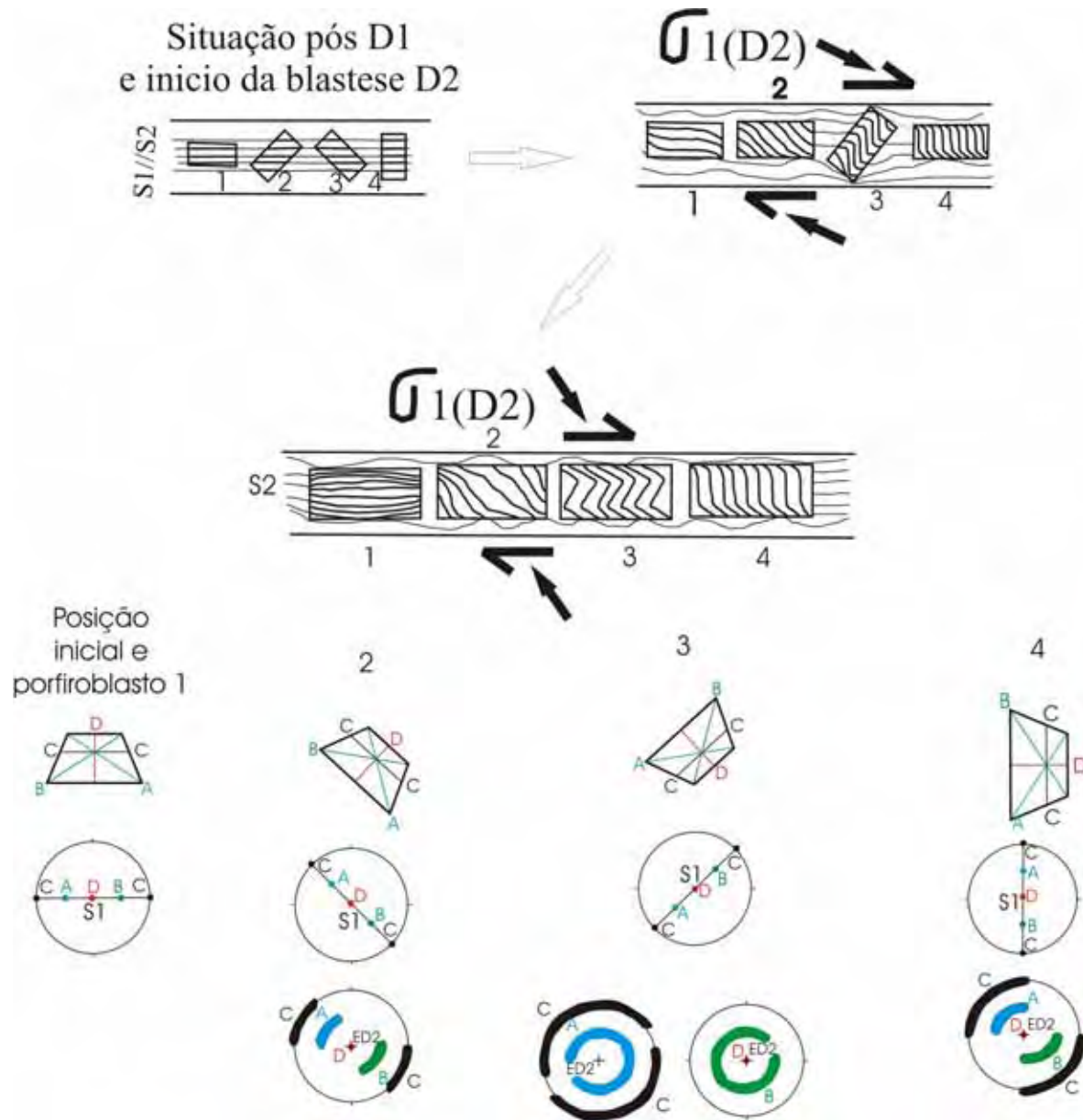


Figura 2.21 - Comportamento de porfiroblastos sintectônicos de hábitos prismáticos em regime de cisalhamento simples. As foliações e lineações inclusas terão diferentes ângulos de rotação e geometrias, em função da posição inicial dos porfiroblastos.

Entretanto, em cisalhamento simples a componente X é sempre diferente de Z, fato este que causa a rotação dos porfiroblastos não só em um plano, mas em dois ou três eixos. Com a reorientação da direção de maior comprimento dos porfiroblastos até o paralelismo com L2 na matriz, a rotação em dois ou três eixos dificultaria o resgate das posições originais destas

lineações antigas. Mas, como este porfiroblasto é sintectônico, a tendência é que estes já cresçam com o maior comprimento na direção X.

2.2.6 - Porfiroblasto de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto rotaciona

A seguir serão apresentados os dois processos teóricos conhecidos que podem formar a geometria espiral em granadas. O processo clássico de formação da granada *snowball*, que considera que o porfiroblasto sofreu rotação durante sua formação e o processo que considera uma granada como estática, sendo que neste caso, a foliação que gira em função de deformações superpostas que produziram inflexões de foliações mais antigas, processo este apresentado por BELL & JOHNSON (1989).

SPRY (1963) demonstrou matematicamente a formação de granadas *snowball*, chegando a valores de rotação 30% maiores do que os observados em seções delgadas. POWELL & TREAGUS (1967) foram os primeiros a investigar a geometria 3D de granadas *snowball* e considerar uma origem tanto por rotação do porfiroblasto como por rotação da foliação. A localização do eixo de rotação da foliação em um porfiroblasto, seja ele rotacional ou não-rotacional, pode ser encontrada em determinados planos de corte segundo a metodologia de POWELL & TREAGUS (1970). POWELL & VERNON (1979) demonstraram como a reologia da rocha onde o porfiroblasto se encontra é importante na quantidade de rotação que o porfiroblasto pode registrar, observando inclusões curvas nas camadas psamíticas e rotações de até 540° em camadas pelíticas.

O processo de formação de granadas *snowball* foi demonstrado por SCHONEVELD (1977), estando relacionado a um regime de cisalhamento não-coaxial, rotacionando o porfiroblasto, que inclui porções da foliação adjacentes à medida que cresce, originando uma geometria em espiral e são utilizados como indicadores de sentido de cisalhamento (figura 2.22). Aqui se considera uma única fase de deformação não-coaxial gerando uma foliação paralela à direção de cisalhamento.

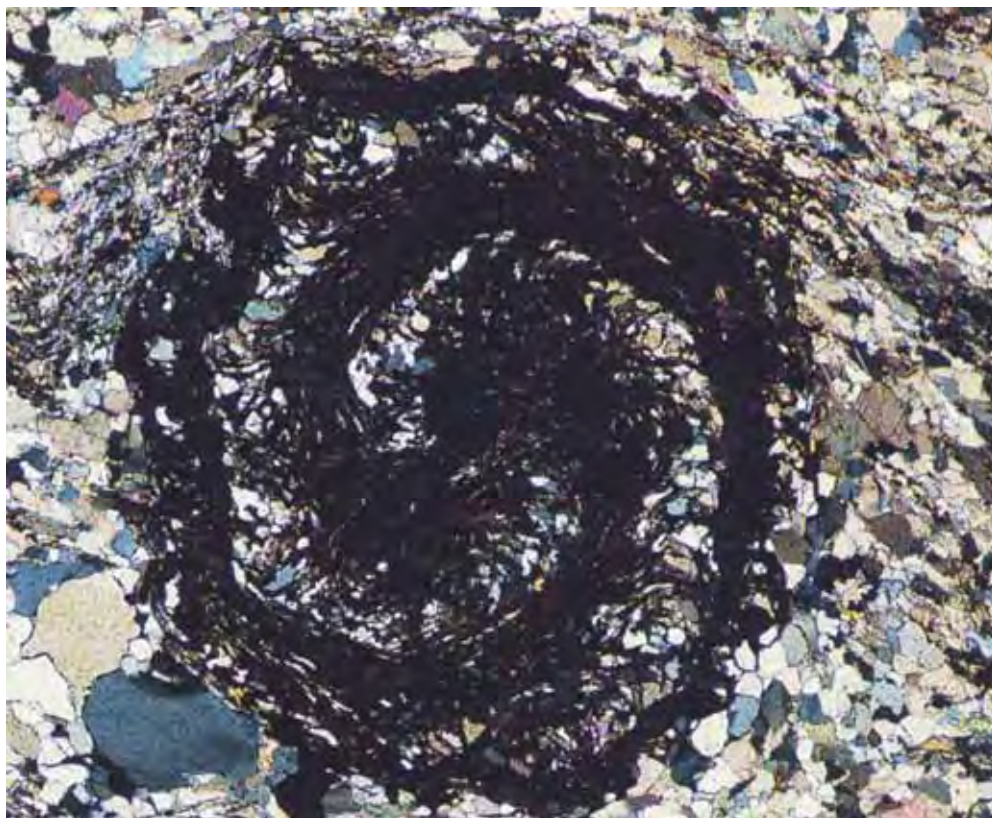


Figura 2.22 – Granada do tipo *snowball*, interpretada como formada em regime de cisalhamento simples, rotacionando e incluindo a foliação da matriz à medida que cresce. Extraído de YARDLEY *et al.*, 1990.

Neste caso, a lineação mineral no momento em que for incluída será paralela à direção de cisalhamento e será rotacionada em torno de um eixo perpendicular a direção de cisalhamento, no caso da figura 2.22 no sentido sinistral. A foliação e a lineação inclusas no porfiroblasto irão rotacionar tantos graus quanto o porfiroblasto girar. Dependendo da quantidade de giro, a lineação rotacionada L1 inclusa vai variar pouco sua orientação (considerando o eixo de rotação constante) e muda muito o ângulo de mergulho.

Como o objetivo principal da recuperação da lineação é a identificação da cinemática de processos deformacionais já obliterados na matriz, este tipo de situação dispensaria o procedimento, uma vez que a cinemática registrada no porfiroblasto é a mesma que pode ser determinada na matriz, de forma mais prática e simples. Todavia, em situações que a deformação não coaxial que originou esta geometria em espiral seja superposta por outra que

modifique/oblitere S1 e L1 na matriz, a recuperação da lineação passa a ser interessante resgatar a cinemática de D1.

2.2.7 - Porfiroblasto de formato esférico com padrão de inclusões em espiral, onde o porfiroblasto não rotaciona

Uma proposta alternativa para a formação de geometria espirais em porfiroblastos surgiu em 1989, quando BELL & JOHNSON propuseram que o porfiroblasto se mantém estático em relação às coordenadas geográficas, sendo na verdade a foliação que gira ao redor deste. O padrão espiral seria explicado através de dobramento e/ou truncamento de planos de foliação devido à superposição de deformação, onde o porfiroblasto cresce em etapas e preserva foliações seqüenciais e perpendiculares umas as outras (figura 2.23).

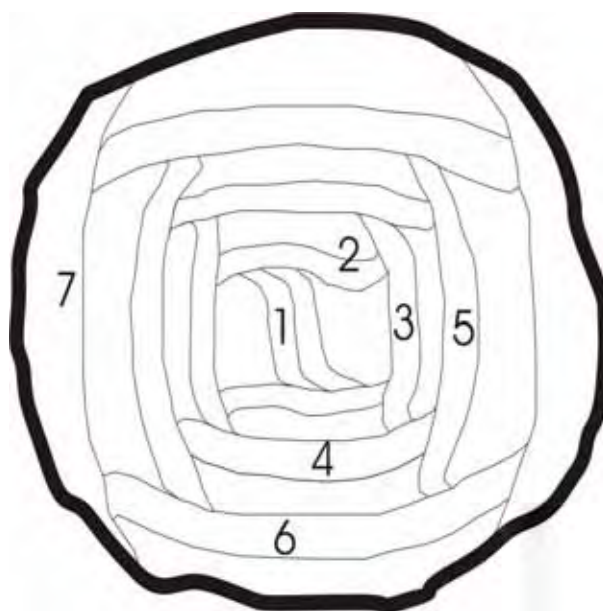


Figura 2.23 – Porfiroblasto sintectônico com padrão espiralado, interpretado como estático e que cresce em etapas, preservando a história evolutiva da rocha hospedeira. Os números refletem as foliações geradas em distintas etapas de deformação. Modificado da fig. 7-f de BELL & JOHNSON, 1989.

Neste caso, as foliações verticais seriam resultado de compressão e as horizontais, reflexos de episódios de relaxamento, sendo este ciclo repetido várias vezes durante uma

orogênese, com a foliação mais nova perpendicular, rotacionando e modificando a anterior. Segundo os autores, um processo de orogênese envolve vários episódios de compressão e relaxamento, onde estes ciclos repetidos formariam o padrão em espiral encontrado em granadas. BELL & JOHNSON (1989) consideram que um porfiroblasto rotaciona apenas em locais restritos da crosta, como em falhas transcorrentes (locais dúcteis). BAKER (1994) demonstrou que em condições específicas, porfiroblastos podem rotacionar 90° em zonas de cisalhamento, formando inclusões curvas, mas sem mencionar especificamente granadas com padrão de inclusões em espiral.

Segundo BELL & JOHNSON (1989), lineações de estiramento com alto ângulo seriam formadas nos planos verticais, e lineações de estiramento também seriam preservadas nos planos horizontais. Estas lineações nos planos sub-horizontais, segundo sugestão dos autores, poderia ser usada para se resgatar as paleodireções de compressão, mas, segundo HAYWARD (1990), qualquer foliação e/ou lineação antes de ser incluída em um porfiroblasto tende a se reorientar com a face do porfiroblasto, resultando em desvios de $\pm 20^\circ$.

JUNG *et al.* (2002) determinaram que as orientações dos eixos C de inclusões de quartzo em granadas intertectônicas do Cinturão Imjingang (Coreia do Sul) fazem alto ângulo com Si e Se, produzindo uma guirlanda com máximo em Si. Estas guirlandas têm orientação constante ao longo de alguns quilômetros, assim como também era constante a orientação de Si (JUNG *et al.*, 1999), atribuído a não rotação dos porfiroblastos.

Com a reorientação da foliação a cada etapa de deformação e a inclusão de foliações sucessivas (horizontais e verticais) cada plano de foliação incluso poderia preservar uma determinada lineação (mineral e/ou estiramento) em planos verticais e horizontais sucessivos. A aplicação da metodologia de leitura de lineações em cada um destes planos, interpretados como independentes, seria de grande valia para estudos de evolução de orógenos e de paleostress.

JIANG (2001) demonstrou matematicamente como a orientação constante das trilhas de inclusões por extensas áreas pode ser explicada por fatores como o contraste de competência de camadas e a rotação ligada a vorticidade durante um dobramento.

3-Metodologia de determinação de lineações minerais em porfiroblastos

O método consiste na leitura de orientações das inclusões em lâmina delgada através da Platina Universal, sendo esta a ferramenta utilizada, seguindo o procedimento descrito abaixo.

Primeiramente o conjunto de lâminas deve ser analisado e interpretado, buscando-se uma área onde se tenha conhecimento geológico consolidado das condições de relação deformação X metamorfismo. Além da caracterização cinemática do porfiroblasto, é importante que se conheça a orientação dos possíveis eixos de rotação dos planos de foliação e/ou dos porfiroblastos. Assim, por simplificação, adotou-se duas fases de deformação com S1 e L1 gerados na primeira fase e S2 e L2 correspondentes a foliação principal da rocha. Como o objetivo é resgatar lineações minerais pretéritas, os porfiroblastos selecionados devem ser inter ou sin tectônicos. São feitos dois ou três cortes perpendiculares em amostras orientadas, em geral correspondentes aos planos XY, YZ e XZ da matriz, tomando como base XY para o plano da foliação na matriz e X para a lineação mineral/estiramento na matriz. Os cortes nas amostras são feitos de tal sorte que um deles seja perpendicular ao eixo de rotação da foliação S1 e dos porfiroblastos durante a deformação que supõe-se, rotacionou os porfiroblastos. As lâminas delgadas são confeccionadas nestas posições para que a representação em estereograma seja o mais simples possível, visto que a rotação das foliações e lineações inclusas nos porfiroblastos ocorrem relativos à foliação principal da rocha. Em seguida a descrição petrográfica, são escolhidos em cada lâmina, seis porfiroblastos cujas direções das trilhas de inclusões sejam representativas de toda a lâmina. Os porfiroblastos de maior tamanho são preferencialmente escolhidos para a medição das leituras de lineação, visto que as inclusões da borda tendem a estar mais rotacionadas, e os porfiroblastos menores podem, na verdade, ser cortes na borda de um porfiroblasto grande. Foram utilizados seis porfiroblastos por lâmina e para cada porfiroblasto são escolhidas dez inclusões, preferencialmente no centro do porfiroblasto. Depois de descritas as lâminas, escolhidos os porfiroblastos e inclusões a serem medidas, é feito um registro fotográfico das inclusões, visando identificá-las durante o processo de medição.

A metodologia de leitura das lineações em lâmina pode ser feita através de dois caminhos. Um método é o desbaste progressivo de lâminas polidas, buscando através do registro de aumento de largura dos porfiroblastos e mudança de assimetria das microestruturas localizar o

centro do cristal, onde existe informação mais antiga e melhor preservada. Essa técnica não foi aplicada, mas não está descartado o seu uso futuro.

A metodologia de leitura desenvolvida para medir lineações minerais em porfiroblastos consiste nos seguintes passos:

- 1- Montagem da lâmina na platina utilizando-se de óleo para imersão para os hemisférios de vidro, inferior e superior.
- 2- Ajuste da altura da lâmina no anel metálico inferior.
- 3- Centralização do eixo A5, utilizando-se de qualquer sulco no hemisfério superior de vidro, até que este sulco (conferindo-se a posição com o movimento A4) esteja paralelo ao cruzamento N-S do retículo. Movimentando-se A4 qualquer sulco deve ter movimento paralelo ao retículo N-S. Caso contrário, o eixo A5 deve ser rotacionado até que este paralelismo seja atingido. Estes procedimentos padrão de calibragem da Platina Universal são mais detalhadamente descritos em PASSCHIER & TROUW, 1996, p.225-228.
- 4- Procura-se uma linha que seja padrão no plano da lâmina e marca-se esta linha na amostra, cuja orientação no espaço possa ser recuperada. Geralmente, optou-se por uma linha paralela a direção de maior comprimento da lâmina, para dar início ao procedimento de leitura.
- 5- Tomados estes cuidados tomam-se como referência a platina, com os ajustes dos eixos zerados (menos A5, que já se encontra calibrado), como apontando o norte calibrado, tal qual uma bússola declinada. Usa-se o acessório de esquadro para encaixe da lâmina, para se manter a orientação da lâmina constante ao se deslocar de um campo de visão para o outro.
- 6- Escolhidos previamente os porfiroblastos em microscópio petrográfico comum, os minerais a serem medidos devem ser prismáticos e/ou aciculares, que se situam mais próximos ao centro do porfiroblasto. Os minerais placóides não são muito recomendados, pois uma de suas dimensões (altura) é geralmente pouco expressiva, dificultando a visualização da inclusão em 3D. São utilizados preferencialmente, as inclusões com comprimento menor ou igual a 30 μ , (espessura da lâmina). Esse limite é estabelecido, pois cristais maiores, se forem cortados perpendicularmente a sua maior direção de comprimento, podem aparentar ter uma dimensão curta maior do que a

maior dimensão real. Este e outros efeitos de corte são descritos em PASSCHIER & TROUW, 1996, p.234-236.

- 7- Uma rotação para a direita ou esquerda no eixo A2 permitirá a visualização da terceira dimensão da lineação e indicará, com maior clareza, qual a direção de mergulho. Essa rotação de A2 é apenas para constatação da direção de mergulho das inclusões. Para leitura do valor de mergulho, o eixo A2 deve permanecer em zero.
- 8- A medida do azimuth da lineação é feita em graus, no eixo A1, rotacionando o eixo pelo menor ângulo até o paralelismo da lineação inclusa com a direção do retículo N-S.
- 9- Nessa etapa deve-se tomar uma atenção especial a inversão da imagem produzida pelo microscópio. A depender do modelo utilizado, a imagem pode aparecer invertida como em um espelho ou invertida com o topo virado para baixo. No modelo utilizado a inversão ocorre como em um espelho e, conseqüentemente a medida deve ser corrigida. A correção é feita contando-se a variação em graus que foi lida, a partir de zero, para o outro lado. Por exemplo, uma leitura de azimuth 022°, devido à inversão é, na verdade 338°. Neste ponto, a lineação inclusa está na direção N-S (em reação a platina, referência adotada no passo 5). Tendo-se obtido o valor do azimuth, resta definir o valor de mergulho.
- 10- A leitura do valor de mergulho é feita no eixo A4. Move-se o eixo A4 na direção do observador (para S, referente à platina) ou na direção oposta ao observador (para N, referente à platina), até que o cristal observado atinja o maior comprimento observado. Nessa situação, uma ocular com retículos graduados é de grande ajuda. A medida de mergulho nem sempre poderá ser determinada com exatidão desta forma, pois a construção do microscópio não permite a leitura de medidas maiores do que 50° em A4. Caso a leitura não seja possível, a inclusão deve ser levada neste mesmo eixo (A4) até a posição de menor comprimento. Nesta posição, o ângulo de mergulho é a medida complementar ao ângulo que o eixo A4 foi rotacionado.
- 11- Tendo-se obtido o valor de mergulho, o valor medido para o norte, na verdade, mergulha para sul e o valor medido para sul, na verdade, mergulha para norte. Essa inversão ocorre, pois ao se buscar o maior ou menor comprimento do mineral, mergulhando-se para sul (na direção do observador) por exemplo, o eixo A4 possui uma lineação mergulhando para o norte (sempre em relação a platina) e vice versa.

12- Tendo-se os valores de azimuth e mergulho e feita uma rotação para cada elemento, existe uma terceira possibilidade de rotação a ser feita. Se o valor corrigido de mergulho for para S (em relação à platina), então o valor de azimuth (já corrigido) deve ser lido somando-se ou adicionando 180° a leitura. Essa inversão é realizada pelo fato do mergulho para sul apontar na direção oposta ao do azimuth corrigido no passo 8.

Os valores então são plotados em estereogramas e são resgatadas suas posições geográficas reconstituindo-se a posição das leituras com a posição da lâmina na amostra e da amostra no espaço, utilizando-se da orientação do plano da lâmina e da posição da linha de referência da lâmina na amostra.

A metodologia de conversão das medidas segue algumas etapas, usando o programa STERONET:

Usar as medidas de L1 em uma lâmina para rotacionar um ângulo R, em torno de um eixo vertical, para fazer o norte de referência da lâmina (NR) coincidir com o norte verdadeiro (NV). Nesse momento deve-se tomar cuidado de se considerar não apenas a direção R, mas o sentido. Por exemplo, considerando um plano de corte na amostra de atitude 090/40 e uma direção NR= 120/30, é importante verificar se R aponta para 120 ou para 300. Nesse último caso, não há como expressar o valor de R com a notação normal de bússola, pois por convenção, mede-se para o lado que a linha está caindo, e aqui o Rumo 300 aponta para cima. Para este caso, se o NR aponta para 120, faz-se a rotação das medidas de L1 (em torno de um eixo vertical) de 240° no sentido horário (necessário para ajustar NR com o NV). Se o NR aponta para 300, faz-se uma rotação de 60° no sentido horário. Mas como o STERONET não faz rotações no sentido anti-horário, é feito sempre o giro complementar, no sentido horário, para alcançar 360° , usando um eixo vertical.

Girar o valor do mergulho do plano no sentido oposto ao necessário para horizontalizar o plano.

É dado como exemplo um estereograma feito sobre um plano 260/40, com norte de referência (NR) apontando para 260/40. A atitude da lineação medida, plotada no estereograma de referência é 010/50.

- A rotação da lineação será feita por um eixo vertical, no valor de 100° no sentido horário, já que para coincidir NR com NV é necessário girar o NR

100° no sentido horário. A lineação no estereograma de referência ficará com atitude 110/50.

- Faz-se a rotação de 40° no sentido anti-horário, olhando no rumo do eixo 360/horizontal. Como o STERONET só rotaciona no sentido horário, é necessário usar como ângulo de rotação o valor 320 (=360-40). O resultado é 103/12. Esta segunda rotação (a rotação do plano para corrigir o mergulho) é feita em relação a direção do plano de corte, e não segundo uma perpendicular ao NR.

4-Aplicação na Ilha Elefante-Antártica

4.1-Contexto Geológico da área

Para testar a aplicação do método, foram estudadas rochas da Ilha Elefante, que se situa no extremo norte da Península Antártica, sendo uma das ilhas do Arquipélago Shetland do Sul (figura 4.1). A Ilha Elefante se situa na região do Arco de Scotia, um complexo sistema de microplacas formado no Cenozóico como consequência da colisão da crosta oceânica do Pacífico com a Placa Antártica e Sul Americana (GRUNOW *et al.*, 1992). O Arco Metamórfico de Scotia era considerado de idade entre o Paleozóico Superior ao Mesozóico Inferior até o começo da década de 80 (GRUNOW *et al.*, 1992), devido à comparação regional com pares na América do Sul e a presença de bacias de antepaís de idades entre o Paleozóico Superior ao Mesozóico Inferior na região do Arco. A partir da década de 80, uma série de datações revelou idades de metamorfismo entre o Cenozóico e o Paleozóico Superior, indicando idades mais antigas de sudoeste (50 Ma, Ilha Smith) para nordeste (110-90 Ma, Ilha Elefante) e 200-180Ma (Arquipélago Orcadas do Sul) (TROUW *et al.*, 2000).

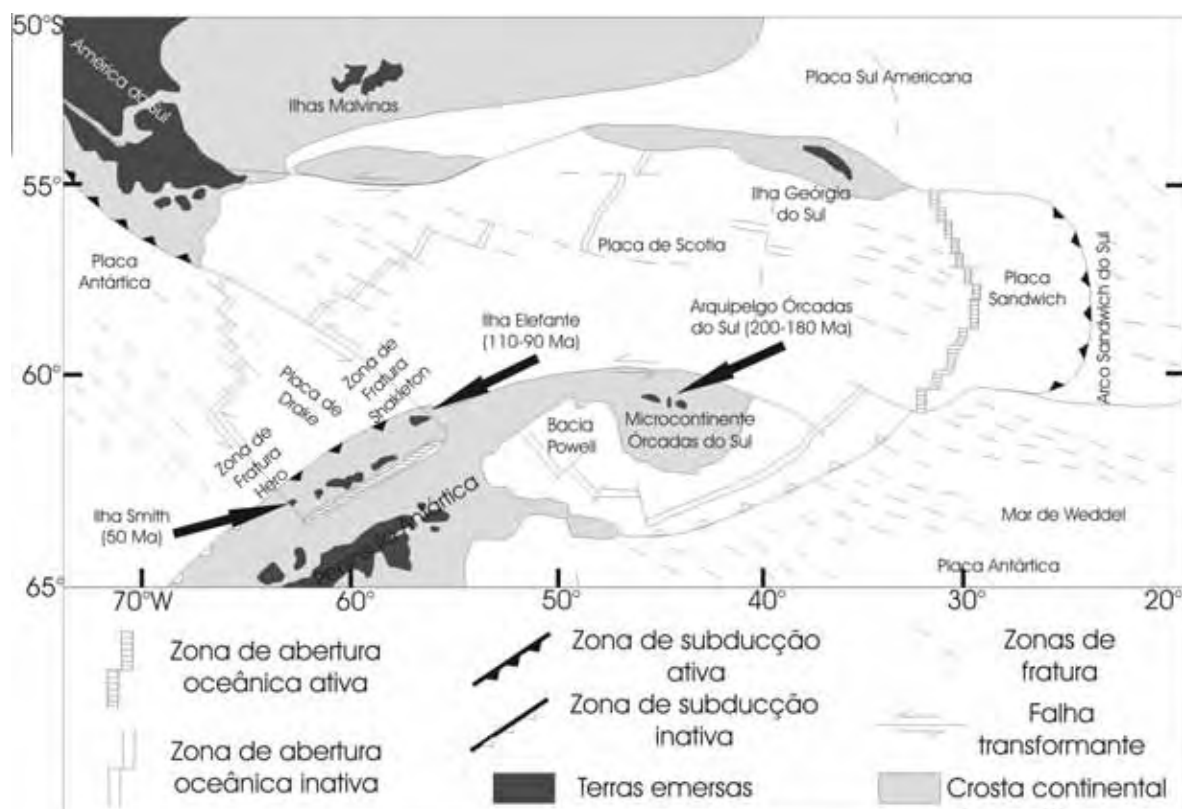


Figura 4.1 – Mapa tectônico do Arco de Scotia, mostrando as principais feições geotectônicas da região. Adaptado de TROUW *et al.* (2000).

As rochas presentes no norte da ilha tem um pequeno grau de deformação, consistindo de metassedimentos: filitos, metacherts, metabásicas (filitos verdes), metapelitos (máficos a intermediários), metaconglomerados vulcanoclásticos e metarenitos, sendo a porção menos deformada da ilha TROUW *et al.* (2000), com estruturas primárias (laminações convolutas e marcas de sola) localmente preservadas (GRUNOW *et al.*, 1992). No centro e no sul da ilha ocorrem filitos e xistos azuis, verdes e cinzas, estes com porfiroblastos de albita, sendo interpretados como turbiditos distais deformados. Ocorrem ainda intercalações de metacherts e margas, interpretados como sedimentos hemipelágicos e meta-anfibolitos, cuja assinatura geoquímica indica ambiente de assoalho oceânico (TROUW *et al.*, 2000) sendo que em alguns locais, mais preservados ainda, possuem estrutura de *pillow lavas* (GRUNOW *et al.*, 1992).

Três fases de deformação são registradas na Ilha Elefante (GRUNOW *et al.*, 1992; TROUW *et al.*, 2000). A deformação D1 gerou uma foliação S1 caracterizada como uma

clivagem ardosiana de orientação aproximada E-W e mergulho de alto ângulo predominante para norte, deformação esta que gerou dobras apertadas afetando o plano da estratificação primária S0. As estruturas D1 são melhor identificadas no norte da Ilha elefante (figura 4.2), uma vez que a deformação D2 foi mais intensa no sul da ilha. TROUW (1998) demonstrou que a lineação L1 foi desenvolvida com alto *strain*, pela forma alongada de clastos detríticos em metaconglomerados vulcânicos (razão X/Z maior que 9:1), associadas com microboudinagem e minerais estirados. A lineação L1 tem uma grande dispersão (figura 4.3), mas com uma concentração de valores de mergulho alto a médio para norte e sul. Tal dispersão provavelmente é resultado da rotação dos planos S1 em dobras D2. Essa lineação é marcada por vários minerais, entre eles anfibólios azuis e está associada a um regime de subducção.

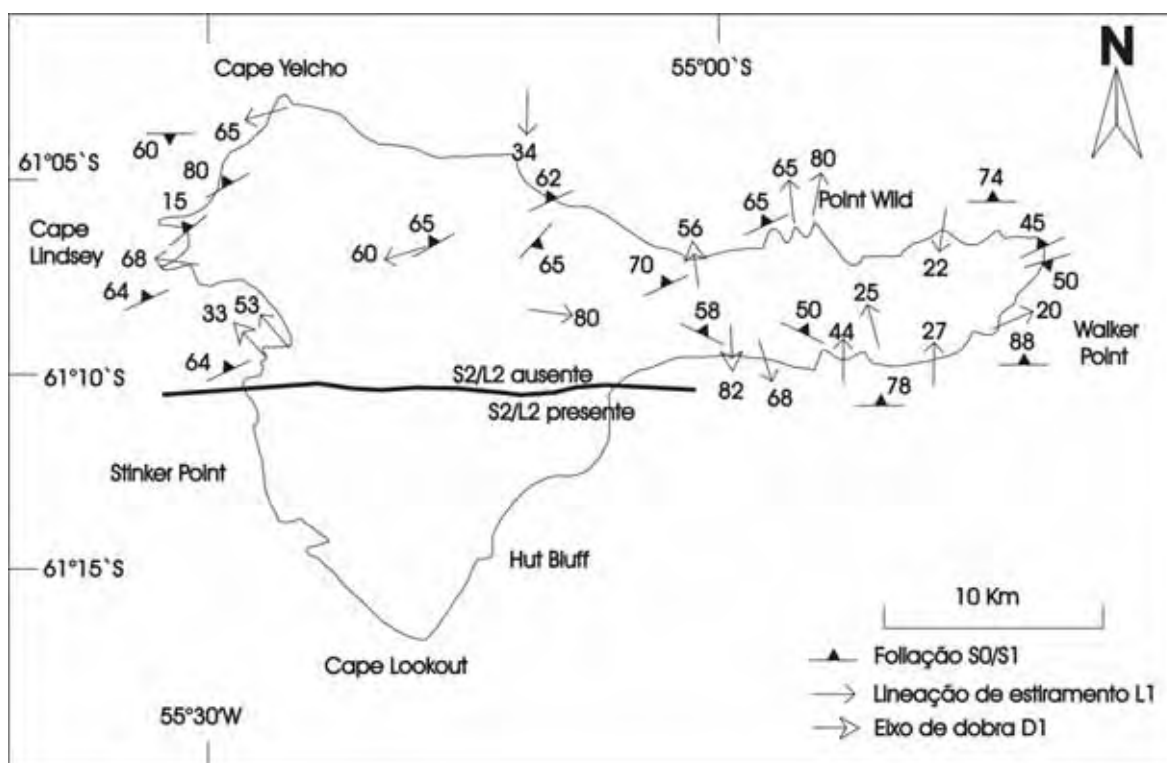


Figura 4.2 – Mapa estrutural da Ilha Elefante, destacando as estruturas D1, dominantes no norte da ilha. Adaptado de TROUW *et al.* (2000) e GRUNOW *et al.* (1992).

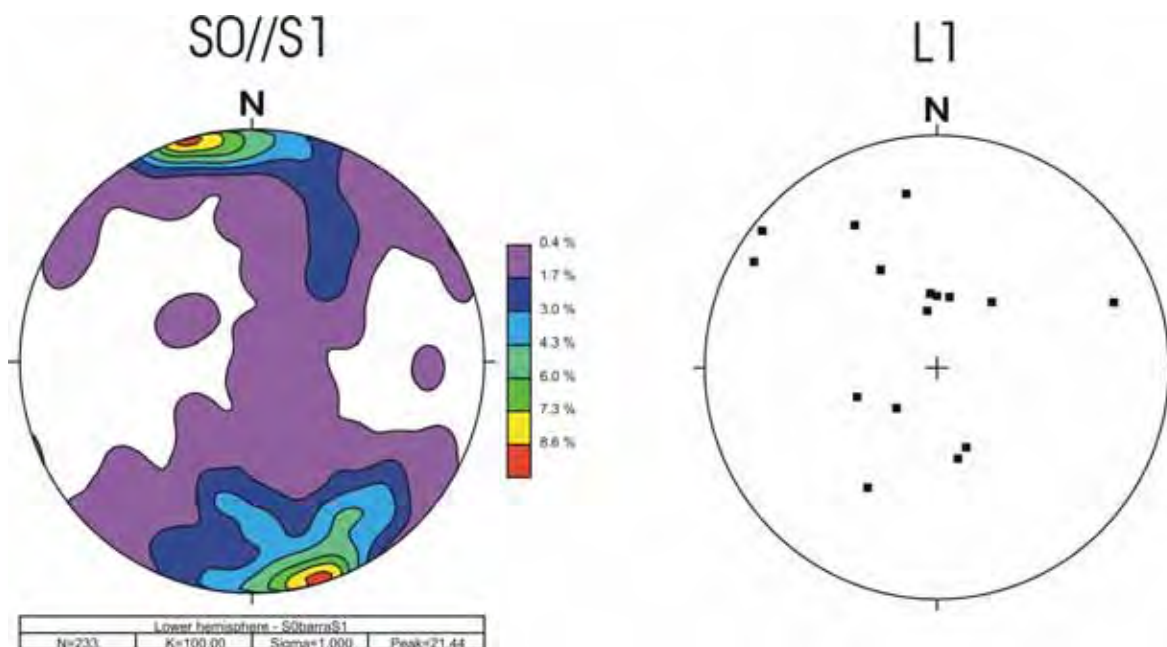


Figura 4.3 – Estereogramas das orientações da foliação S1 e da lineação L1 na Ilha Elefante. Cortesia prof. Luiz Simões.

As estruturas D2 apresentam um gradiente crescente do norte, onde é pouco presente, para sul, onde é praticamente dominante. No norte da ilha a deformação D2 resume-se a dobras abertas a apertadas, sem clivagem plano-axial. No sul as dobras D2 são apertadas, com uma xistosidade plano-axial forte (S2) e uma lineação mineral/estiramento (L2) associada. Esse aumento de gradiente da deformação D2 de norte para sul, acompanhado do aumento do metamorfismo foi interpretado por TROUW *et al.* (2000) como uma deformação D2 mais intensa no sul da ilha. A foliação S2 tem direção preferencial WSW-ENE com mergulho alto, principalmente para NNW, com uma lineação mineral/estiramento mergulhando 10-30° para WSW (figuras 4.4 e 4.5).

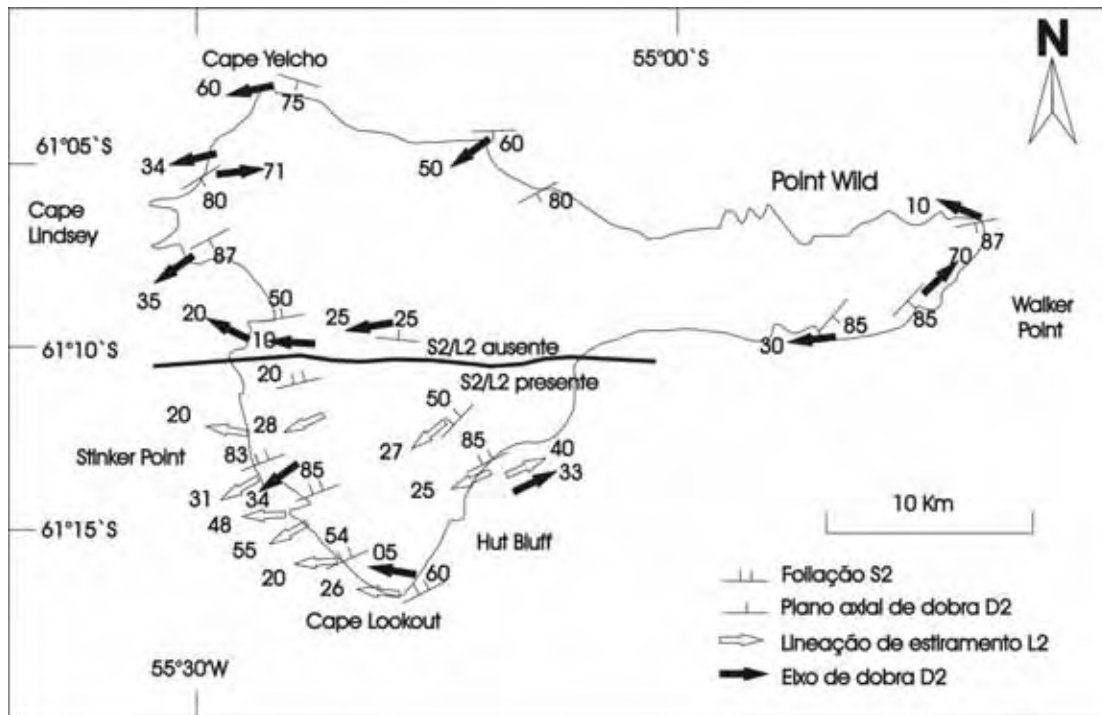


Figura 4.4 - Mapa estrutural da Ilha Elefante, destacando as estruturas D2 mais presentes no sul da ilha. Adaptado de TROUW *et al.* (2000) e GRUNOW *et al.* (1992).

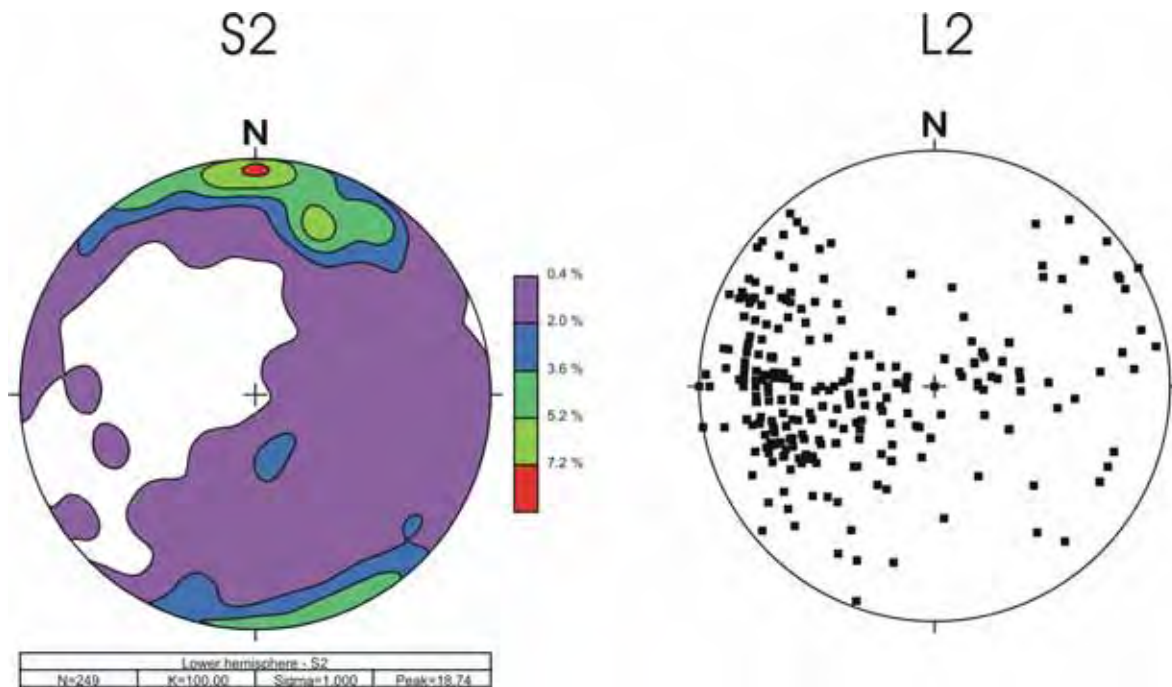


Figura 4.5 - Estereogramas das orientações da foliação S2 e da lineação L2 na Ilha Elefante. Cortesia prof. Luiz Simões.

A deformação D3 gerou crenulações, dobras locais e *kink bands* centimétricos a métricos, muitos com eixos e planos axiais íngremes, de direção NE-SW a NW-SE que se formam isolados e em pares conjugados.

O paralelismo de cristais de crossita e glaucofana sintectônicas a S1, definem uma forte lineação mineral L1, interpretada por TROUW (1988) como formada durante um evento de subducção. As deformações D2 e D3 e a ausência de dados não permitem uma reconstituição precisa da cinemática D1, mas onde as deformações subseqüentes são fracas, algumas observações puderam ser feitas. TROUW *et al.* (2000) configuraram um cenário onde a Placa de Scotia foi subductada pela Placa Antártica, formando S1 com direção E-W e altos valores de mergulho de L1 para norte, indicando um movimento de subducção N-S ao longo de uma fossa E-W. Em uma subducção para sul as lineações L1 teriam um alto mergulho para sul, e não para o norte, como é o caso. TROUW *et al.* (2000) atribuem este fato ao dobramento D2 de grande escala em um eixo E-W, ou a uma heterogeneidade original no padrão de *strain* D1 (Figura 4.7).

Onde a deformação D2 é mais forte, ocorre o desenvolvimento de bandas de clivagem C', oblíquas a ortogonais aos planos S2. A orientação destes planos C' indicam que a deformação D2 formou-se em regime de cisalhamento simples, com movimento sinistral (figuras 4.6 e 4.7). A atitude de L2 associada a cinemática sinistral indica que houve uma subida relativa do bloco sul em relação a parte norte da ilha.

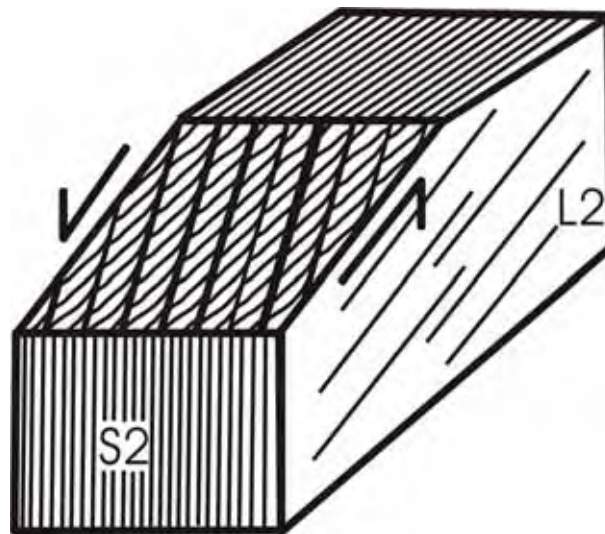


Figura 4.6 – Bloco diagrama das estruturas D2, com *shear bands* indicando sentido de movimento sinistral, vistas no sul da ilha em Stinker Point. Extraído de TROUW *et al.*, 2000.

A deformação D3, presente em toda a ilha como *kink bands*, indicam encurtamento E-W e extensão N-S (TROUW *et al.*, 2000), possivelmente relacionados a formação da Zona de Fratura Shackleton (figura 4.7). Localmente outros pares conjugados com eixos subhorizontais indicam encurtamento vertical. Falhamentos normais e inversos associados a deformação D3 forma também identificados no norte e no sul da ilha. No norte predominam falhas inversas com vergência para sul e mergulhos médios a baixos. Falhas normais também foram descritas, com sobreposição de estágios de deformação, evidenciados por dois conjuntos opostos de *slikensides* no mesmo plano de falha. No sul as falhas normais predominam, indicando um ambiente extensional (SIMÕES *et al.*, 2003).

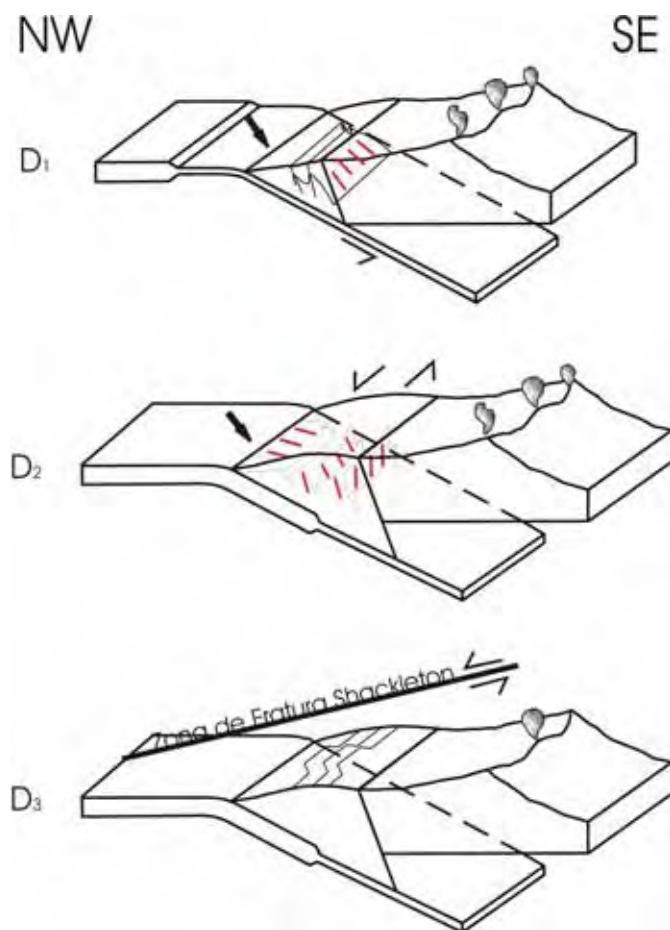


Figura 4.7 - Evolução tectônica proposta para a ilha Elefante com os prováveis eventos que geraram as três fases de deformação reconhecidas na ilha. Extraído de TROUW *et al.*, 2000.

O metamorfismo presente na ilha é crescente de Norte para Sul (TROUW *et al.*, 1998a), com a definição de seis isógrads metamórficas, mostrando uma transição gradual (figura 4.8) da fácies xisto verde inferior (pumpellyita-actinolita) a nordeste, gradando para xisto azul no centro da ilha, zona do anfibólio azul (crossita e glaucofana), entrada de oligoclásio e espessartita (fácies xisto verde, almandina, anfibólio verde, biotita) e anfibolito (diminuição de P e aumento de T) para o sul da ilha.

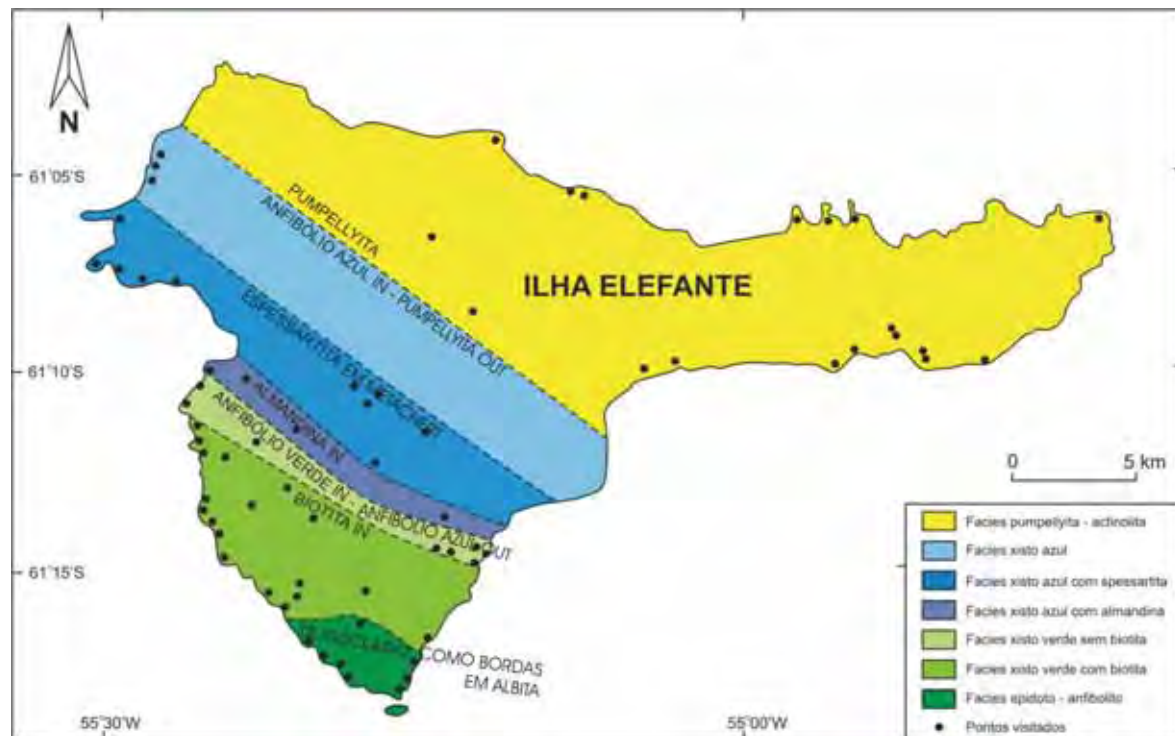


Figura 4.8 – Mapa metamórfico da Ilha Elefante mostrando o aumento das isógrads de nordeste para sudoeste. Extraído de TROUW *et al.* (1998b).

A transição da zona da pumpellyita para a zona do anfibólio azul é caracterizada pela saída de pumpellyita e entrada de crossita nas rochas máficas (xistos azuis). A passagem da zona da almandina para a zona do anfibólio verde é marcada pela mudança de anfibólio azul (crossita) para anfibólio verde. A transição para a zona de fácies anfibolito, no extremo sul da ilha, é definida pela presença de bordas de oligoclásio em porfiroblastos de albita (TROUW *et al.*, 1998a).

A relação de minerais com os três eventos de deformação identificados e organizados na ilha Elefante levaram (TROUW *et al.*, 1998a) a propor um diagrama P-T-t horário para a evolução de suas rochas (figura 4.9). O paralelismo de minerais de alta pressão (crossita e glaucofana) com estruturas D1 permitiram relacionar este primeiro evento a um processo de baixa temperatura e alta pressão. O crescimento de albitas com inclusões retas de S1 do centro, e curvas nas bordas dos porfiroblastos, assim como a presença de bordas de oligoclásio, levam a um aumento de temperatura e diminuição de pressão em D2. Por fim o evento D3 causou uma diminuição de P e T, sem a geração de uma assembléia metamórfica própria.

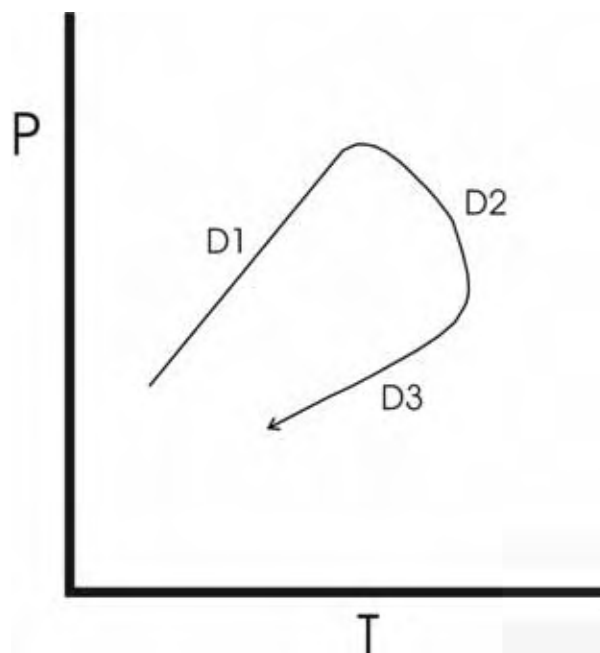


Figura 4.9 – Diagrama P-T-t proposto para a Ilha Elefante e sua correlação com as fases de deformação. Extraído de TROUW *et al.*, 1998a.

O evento D1 é interpretado como relacionado a uma subducção para S, associada a forte lineação de estiramento e mineral, marcada por crossita e glaucofana sin D1, que apresenta orientações variadas devido à deformação produzida por D2. As zonas metamórficas, no sentido do mais baixo para o mais alto grau metamórfico indicariam o sentido da subducção para SE (considerando que a ilha rotacionou posteriormente cerca de 45° no sentido horário, figuras 4.7 e 4.10) (TROUW *et al.*, 2000).

A deformação D2 é interpretada como uma continuidade do processo de subducção, sendo presente em toda a ilha, deformação esta relacionada com a colisão de uma placa mais espessa ao sul, passando para uma situação de transpressão sinistral oblíqua (figuras 4.7 e 4.10). A orientação dos planos S2 e lineações L2, assim como *shear bands* C' associadas suportam um modelo de cisalhamento WSW-ENE com componente sinistral oblíqua, com subida do bloco sul. A variação de S2, mais penetrativo no sul da ilha é associada a uma forte lineação mineral/estiramento, com uma orientação aproximadamente WSW, com mergulho baixo para WSW (figura 4.5). Isto implica que na porção norte da ilha a lineação L1 (interpretada como originalmente N-S) é mais preservada, porém, no sul fica totalmente obliterada por D2. Este gradiente de deformação é um dos fatores que levaram a escolha do estudo de lineações em porfiroblastos da Ilha elefante, com o objetivo de recuperar a orientações de L1 dentro dos porfiroblastos de albita na porção sul da ilha.

A deformação D3 é atribuída a uma fase de relaxamento da subducção, seguida de soerguimento e exumação, uma vez que não há falhas importantes que causem mudanças bruscas no gradiente metamórfico. O encurtamento E-W e extensão N-S também são compatíveis com o desenvolvimento da Zona de Fratura Shackleton, uma zona de movimento sinistral de orientação NW/SE (figuras 4.7 e 4.10), situada a nordeste da Ilha Elefante.

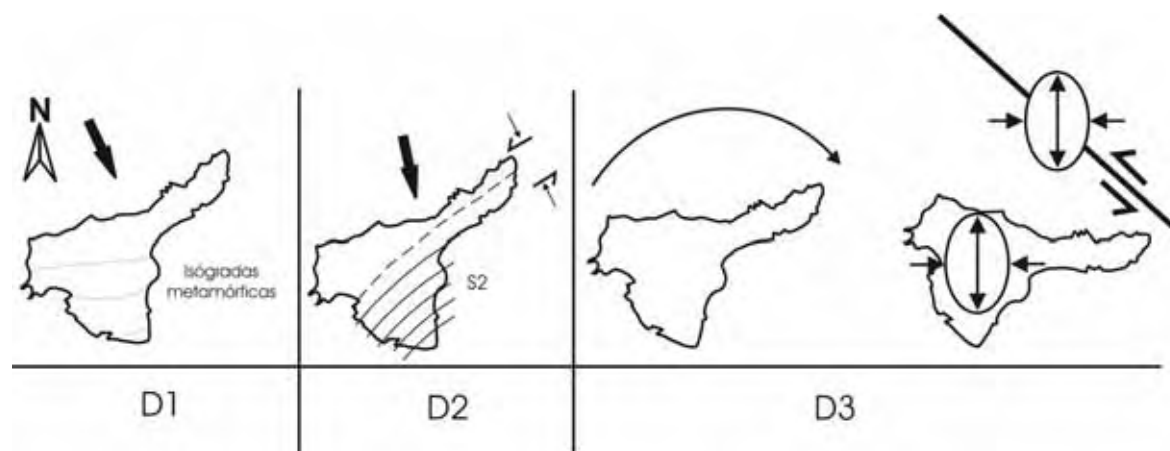


Figura 4.10 - Esquema evolutivo proposto para ilha Elefante, com a formação de estruturas D1, das isógradas metamórficas em D1, estruturas D2 e rotação com formação de kinks relacionados a Zona de Fratura Shackleton durante D3. Extraído de TROUW *et al.*, 2000.

4.2-Descrição das lâminas estudadas

Foram estudadas oito amostras da ilha Elefante, seis delas distribuídas ao longo de um perfil feito na região de Stinker Point, situadas no sul da ilha (figura 4.11). Destas amostras, foram feitas quatorze lâminas, e realizadas 928 medidas de lineação. As medidas foram feitas em epidotos, por serem as inclusões mais comuns nos porfiroblastos, mas também poderiam ser utilizadas inclusões de hornblenda.

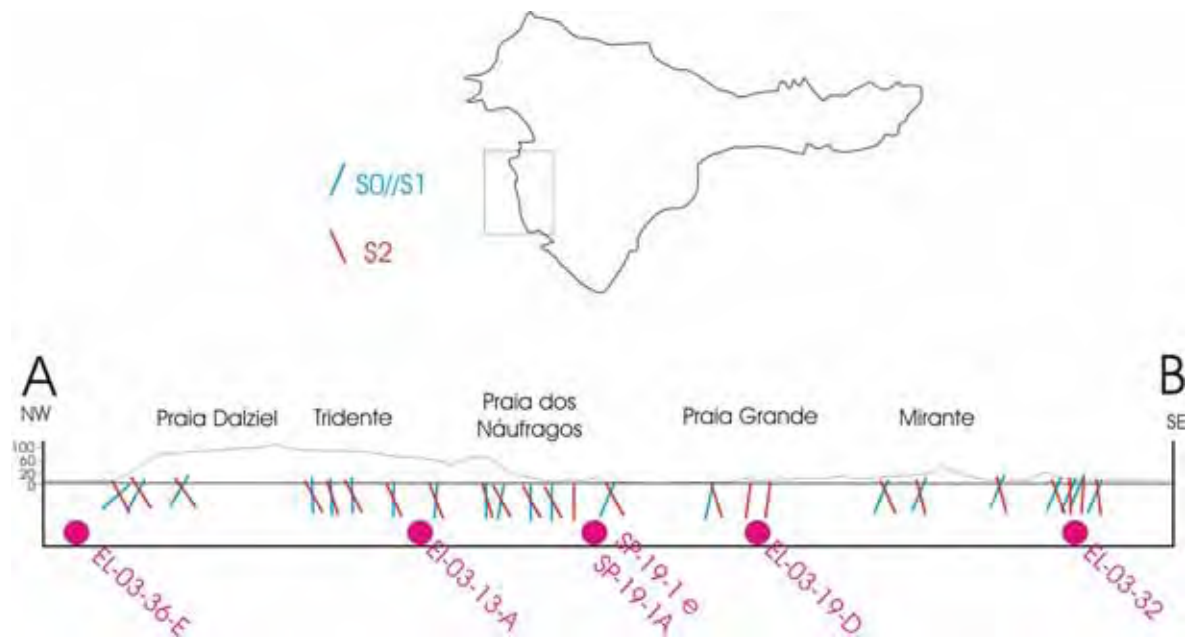


Figura 4.11 – Perfil geológico da relação S1/S2 na região de Stinker Point, com a localização das amostras estudadas no perfil. Cortesia do prof. Luiz Simões.

As amostras estudadas têm diferentes números de corte, assim como em diferentes posições também:

- EL-03-36-E: corresponde a zona de charneira de dobra D2 (onde S2 faz alto ângulo com S1) com duas lâminas, uma perpendicular ao eixo da dobra D2 e perpendicular ao plano axial (S2) e outra paralela ao eixo da dobra e perpendicular ao plano axial
- EL-03-13A, EL-03-19D e EL-03-32: amostras de dobras D2, com duas lâminas cada, ambas em planos perpendiculares ao plano de S2 e ao eixo da dobra, sendo uma em cada flanco

- SP-19-1 e SP-19-1A: duas amostras em que S1 e S2 são subparalelos do mesmo ponto com cortes perpendiculares a foliação S2, um paralelo a lineação L2 (e conseqüentemente ao eixo D2) e outro perpendicular
- EL-03-34C e EL-03-35: duas amostras de dobras D2, com duas lâminas cada, feitas na zona de charneira

Seis das amostras estudadas correspondem a xistos cinzas (metapelitos) e duas correspondem a meta-básicas (SP-19-1 e SP-19-1A).

As amostras estudadas pertencem a parte sul da ilha, onde a deformação e recrystalização mais intensas durante D2 obliteram quase totalmente as estruturas D1. Foram estudados xistos cinzas, ricos em porfiroblastos de albita. Microscopicamente a rocha é composta por uma matriz de muscovita, biotita, clorita, epidoto e quartzo, contendo porfiroblastos de granada e albita. Intercalado com as camadas pelíticas ocorrem também níveis centimétricos a milimétricos de metachert com quartzo, carbonato, pouca albita e clorita, além de pequenas granadas.

Os porfiroblastos de granada ocorrem tanto como inclusões nas albitas como na matriz da rocha. As granadas inclusas nas albitas tem formato euhedrais, enquanto as granadas da matriz tem formatos subeudrais, com as bordas alteradas para biotita e clorita, indicando processo retrometamórfico ocorrido em D2. Segundo SIMÕES *et al.* (2003), 80% dos porfiroblastos de granada apresentam inclusões retas, 10% tem inclusões sigmoidais, 8% não tem padrão definido e 2% tem inclusões com padrão em espiral. Estes padrões de inclusões retas a curvas, além destas granadas ocorrerem inclusas nas albitas permitem identificar as granadas como pré a sin D1 (TROUW *et al.*, 1986).

Os porfiroblastos de albita são subeudrais e têm padrão de inclusões predominantemente sigmoidais (60%), seguido pelas inclusões retas (30%), 8% não tem padrão definido e 2% tem padrão de estruturas milípedes. As inclusões nestas albitas são de granadas euhedrais, quartzo, epidoto e localmente, na porção central da ilha, ocorrem também anfibólios verde azulados. Os traços de inclusões de Si são contínuos com a foliação da matriz da rocha, gerada no evento D2. Os cristais de albita incluem dobras suaves e abertas da fase D2, ao contrário da matriz, onde estas dobras já são mais fechadas devido à transposição de S1 por S2 (TROUW *et al.*, 1986). O padrão predominante de inclusões retas no centro e curvas na borda levou a interpretação de TROUW *et al.*, (2000) que estes porfiroblastos são de inter a sintectônicos a fase D2.

O arranjo espacial dos porfiroblastos de albita e de Si indica que estas começaram a crescer em estágio pré ou cedo D2, incluindo em seu núcleo a foliação S1 praticamente em sua posição original. As inclusões nas bordas, na continuidade da blastese, evidenciam S1 progressivamente rotacionado para o paralelismo com S2, devido ao dobramento D2. O arranjo geométrico observado indica que houve pouca rotação dos porfiroblastos de albita durante D2, o que permitiria resgatar em seu núcleo a orientação original de S1 e da lineação L1 preservadas (SIMÕES *et al.*, 2003) (figura 4.12).

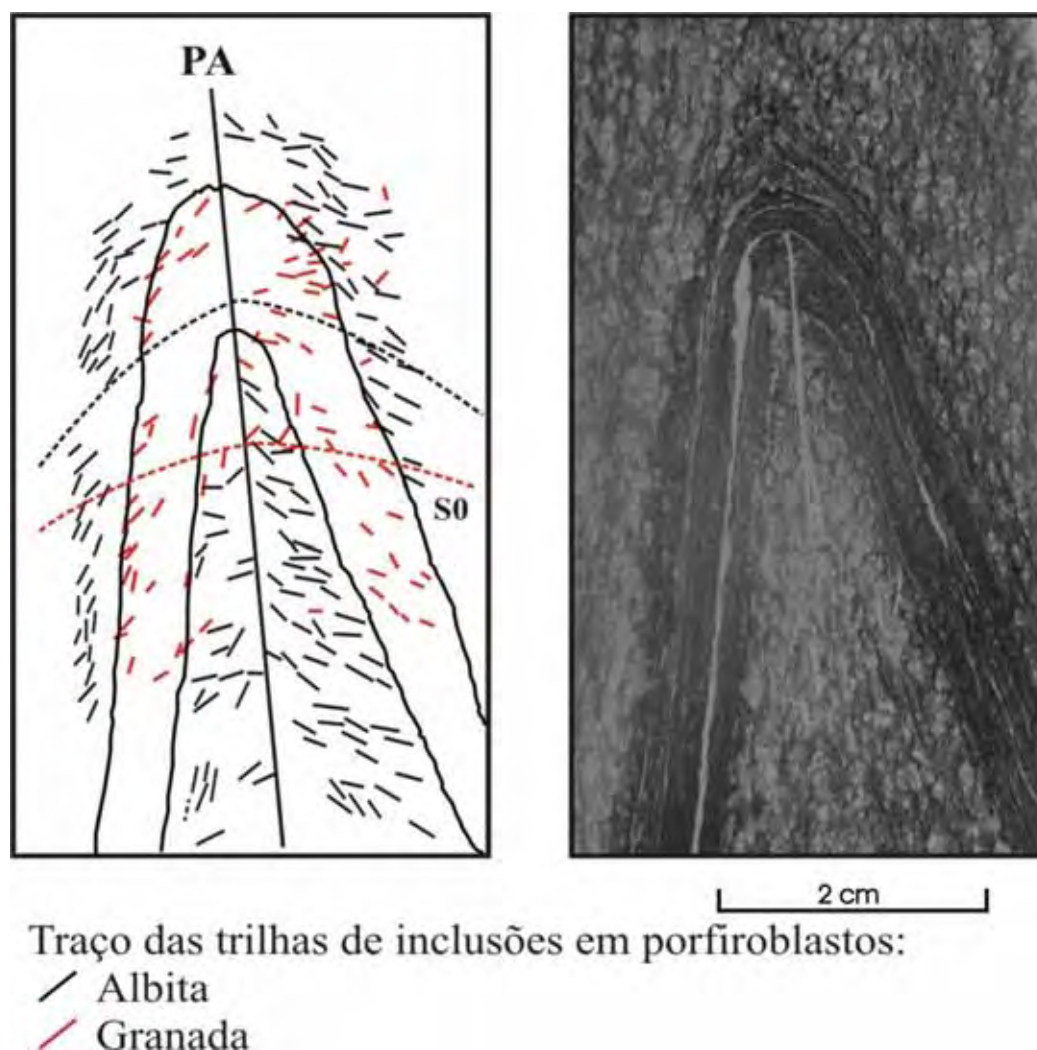


Figura 4.12 – Fotomicrografia de lâmina tamanho mamute (76X52 mm) mostrando a matriz do xisto cinza com porfiroblastos de albita. As orientações relativas de S1 no centro das albitas e granadas estão indicadas na figura. Extraído de SIMÕES *et al.*, 2003.

O padrão de inclusões sigmoidais das albitas apresenta, sistematicamente assimetrias em S para os flancos direitos de antiformas D2 e em Z para os flancos esquerdos, mostrando que:

- Pelo menos durante a inclusão nas bordas, onde se caracteriza o padrão sigmoidal, as albitas tiveram um estágio de crescimento sin-dobramento D2.
- O padrão sigmoidal não pode ter sido gerado pela rotação de cristais inequidimensionais crescidos com orientações variadas, em função de achatamento homogêneo (encurtamento perpendicular a S2), visto que seria esperado padrão sigmoidal com assimetrias opostas em um mesmo flanco.

5-Discussão dos Resultados da Aplicação na Ilha Elefante

As amostras foram selecionadas na parte sul da ilha, pois nessa região, além de ocorrerem os porfiroblastos de albita, é o local onde D2 ocorre mais penetrativamente, obliterando quase totalmente as estruturas D1. Assim, considerando que os porfiroblastos de albita não rotacionaram durante D2, espera-se encontrar nas inclusões destes porfiroblastos a orientação original de L1. Na porção nordeste da ilha, onde as rochas estão mais preservadas, L1 apresenta grande dispersão de orientação, mas mergulha predominantemente para o norte com alto ângulo, sendo esta posição interpretada como a mais próxima da orientação original relacionada à deformação D1 (TROUW *et al.*, 2000).

As medidas feitas (o detalhamento do procedimento para medição encontra-se descrito no capítulo 3) em mais de uma lâmina de uma mesma amostra mostraram uma mesma relação estrutural (S1/S2) entre os dados de um corte laminado com outro, e a mesma orientação da lineação inclusa. Isso prova que, qualquer que seja a direção de corte da amostra, as medidas de lineação tendem a apresentar uma orientação preferencial homogênea, no caso das orientações das inclusões serem homogêneas também. Para cada lâmina construiu-se um estereograma com as lineações medidas (60 inclusões por lâmina), definindo-se uma orientação preferencial para cada amostra.

- A amostra EL-03-36-E mostra dois máximos de L1, em 079/08 (figura 5.1) e 290/28 (figura 5.2). A origem da diferença nos valores medidos nos dois cortes diferentes pode ser explicado por diferentes estágios de rotação de Li

antes de ser inclusa pelo porfiroblasto, ou do porfiroblasto de albita durante D2.

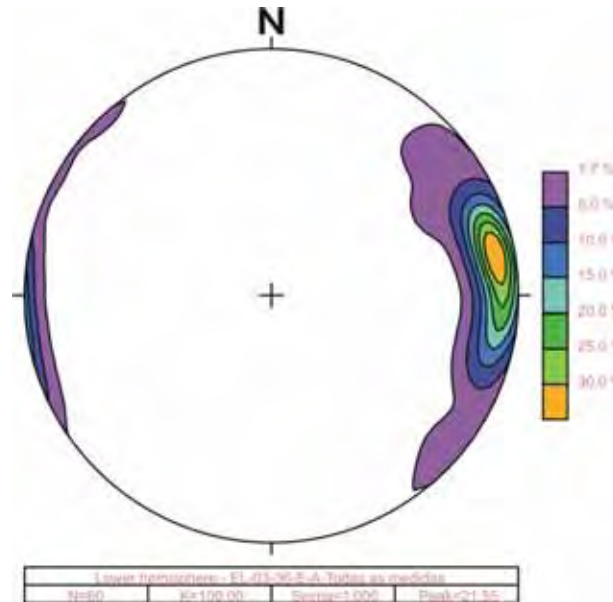


Figura 5.1 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-36-E-A.

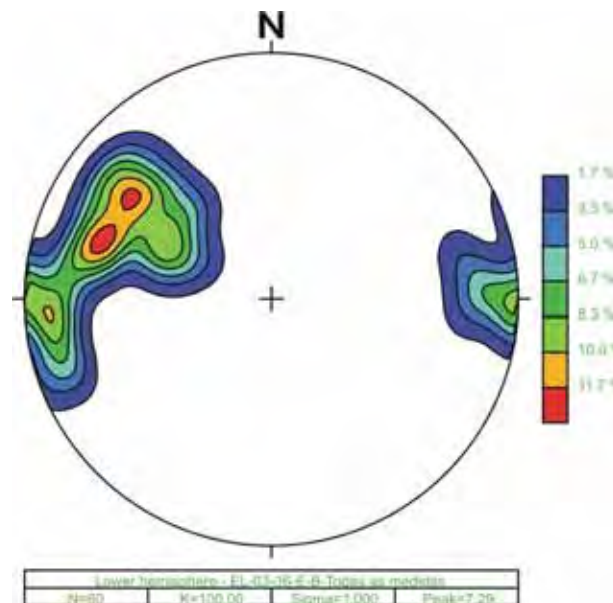


Figura 5.2 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-36-E-B.

As três amostras de dobras com medidas de L1 nos dois flancos apresentaram resultados distintos uma das outras, interpretados da seguinte forma:

- Amostra EL-03-13-A: máximo de L1 295/13 em um flanco (figura 5.3) e 225/12 no outro (figura 5.4). Considerando que as albitas cresceram inter D1-D2 a cedo D2, o ângulo interflanco deveria ser de aproximadamente 80° (SIMÕES *et al.*, 2003). Entretanto, o ângulo interflanco desta amostra é de 40°, o que indica que as trilhas de Si não tendem a seguir a orientação de S1. Isso pode ser explicado pela rotação dos elementos planares e lineares da fase D1 (foliação S1 e lineação L1) antes de serem incluídos no porfiroblasto, ou que os porfirolastos rotacionaram junto com a dobra.

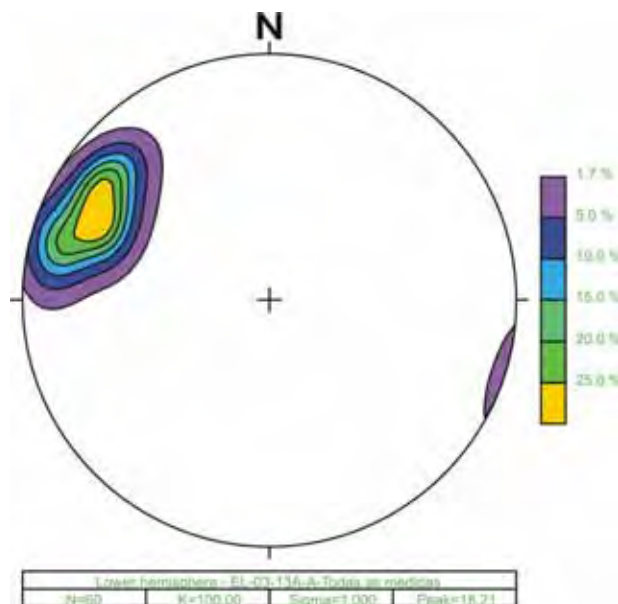


Figura 5.3 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-13A-A.

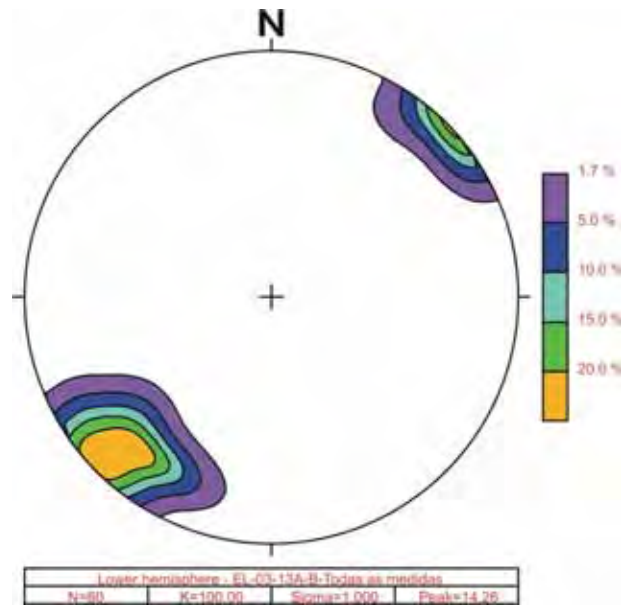


Figura 5.4 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-13A-B.

- Amostra EL-03-19-D: mostra dois máximos de L1, em 050/20 (figura 5.5) e 077/08 (figura 5.6). A origem da diferença nos valores medidos nos dois cortes diferentes pode ser explicado por diferentes estágios de rotação de Li antes de ser incluída pelo porfiroblasto, ou do porfiroblasto de albita durante D2.

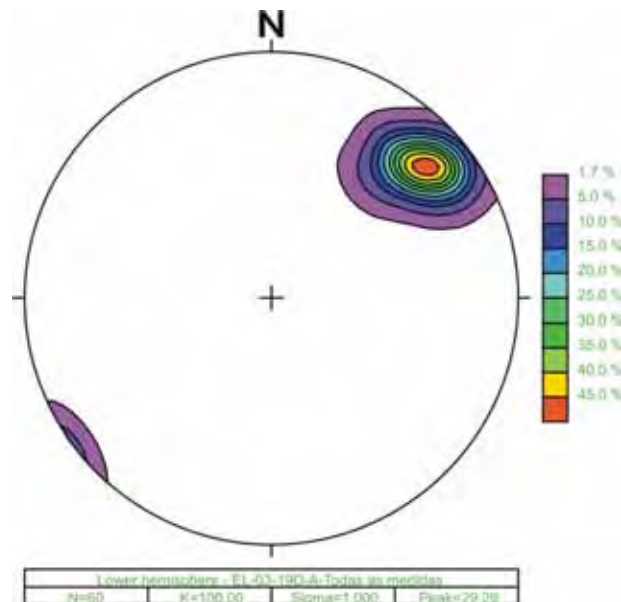


Figura 5.5 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-19D-A.

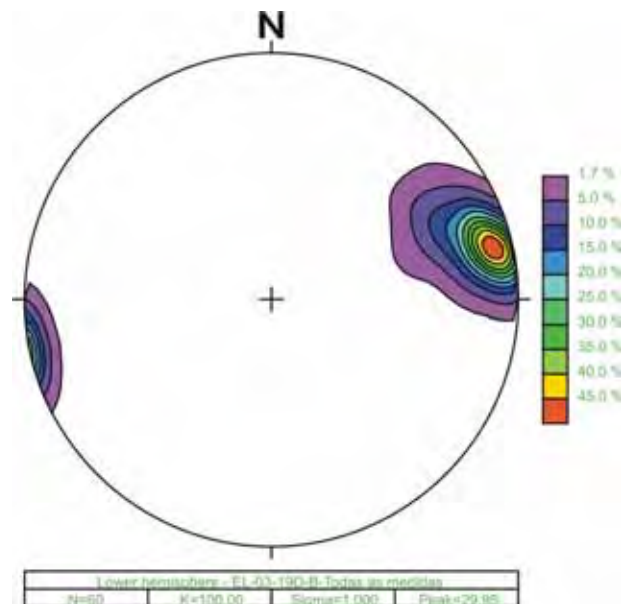


Figura 5.6 – Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-19D-B.

- Amostra EL-03-32: máximo de L1 270/38 em um flanco (figura 5.7) e 088/62 no outro (figura 5.8). Essa amostra mostra a mesma trajetória, em sentidos opostos, da lineação L1 de uma posição inicial de alto ângulo, para uma final, de baixo ângulo.

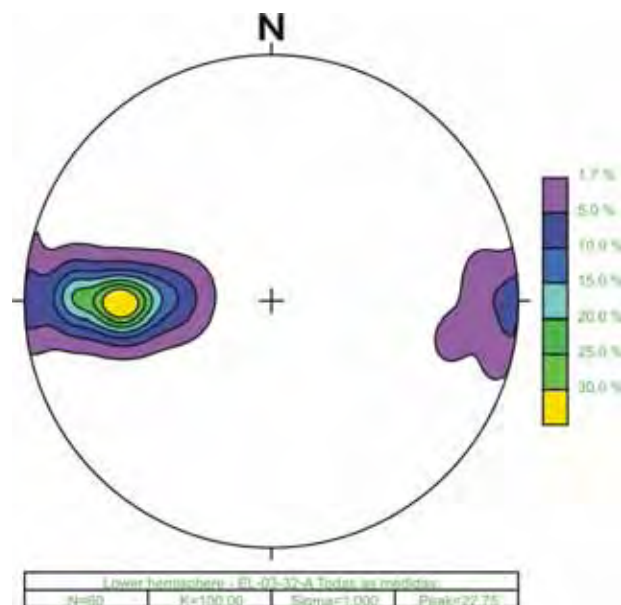


Figura 5.7 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-32-A.

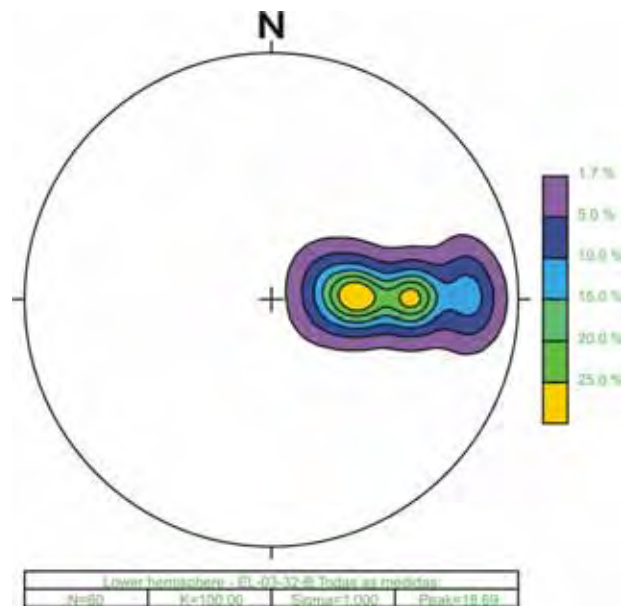


Figura 5.8 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-32-B.

As amostras SP-19-1 e SP-19-1A são duas amostras do mesmo ponto com cortes perpendiculares a foliação S2, um paralelo a lineação L2 (e conseqüentemente ao eixo D2) e outro perpendicular.

- A amostra SP-19-1 tem dois máximos de lineação, um em 099/38 (figura 5.9) e outro em 296/67 (figura 5.10). Uma possibilidade para explicar a diferença nas duas medidas é que na amostra ocorram micro dobramentos (reponsáveis pelo giro da L1 antes do crescimento das albitas).

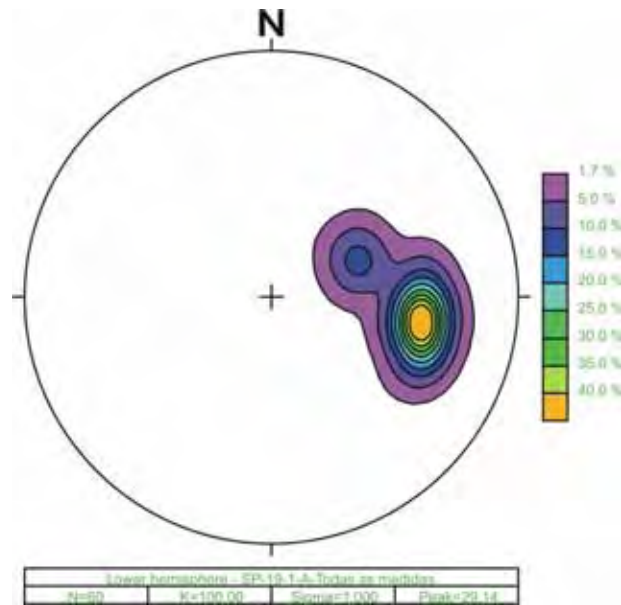


Figura 5.9 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina SP-19-1-A.

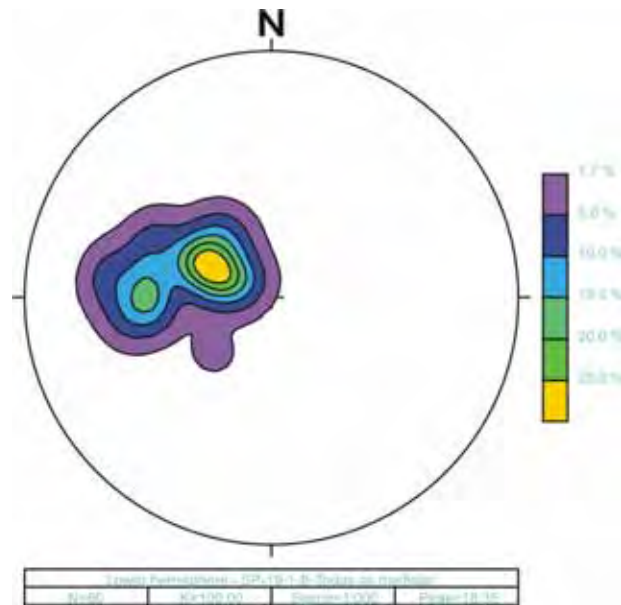


Figura 5.10 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina SP-19-1-B.

- A amostra SP-19-1-A tem dois máximos de lineação em dois cortes, um perpendicular ao outro. Um possui medida 256/80 (figura 5.11) e outro em 277/60 (figura 5.12). Estes dois máximos são bem próximos um do outro.

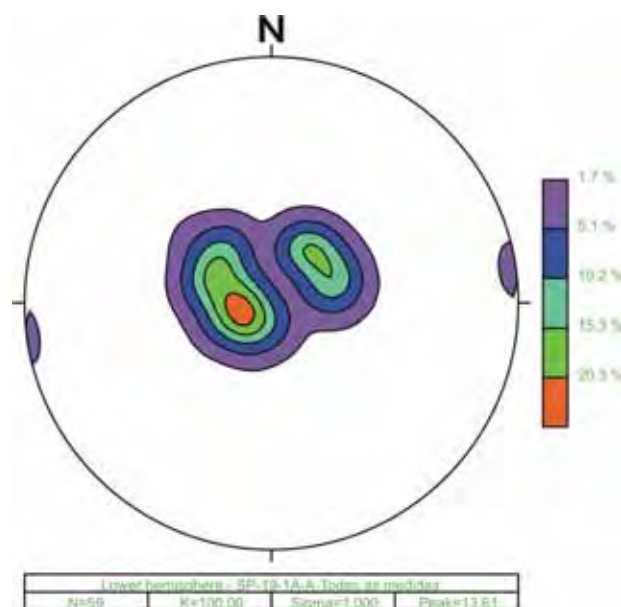


Figura 5.11 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina SP-19-1A-A.

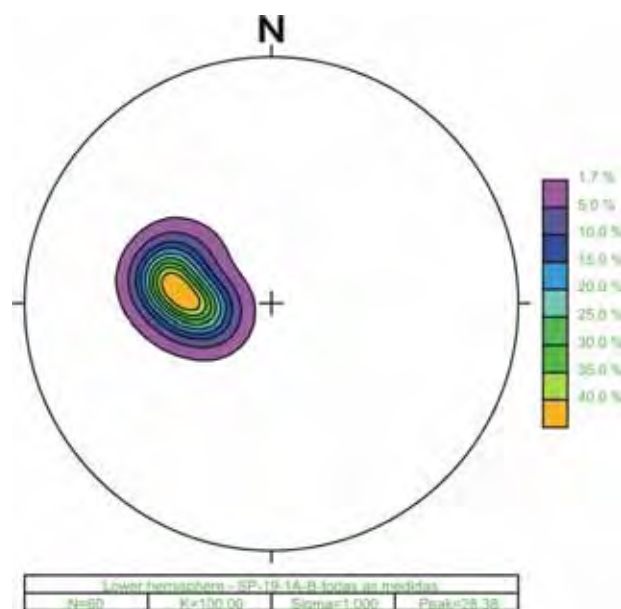


Figura 5.12 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina SP-19-1A-B.

As amostras EL-03-34C e EL-03-35 são dobras D2, com duas lâminas cada, feitas na zona de charneira. As medidas de L1 foram feitas em porfiroblastos com trilhas de inclusões paralelas a S2, mas também paralelas a S1. Assim, há dois conjuntos distintos de medidas para cada uma destas amostras.

- EL-03-34C: máximo de L1 072/04 nas medidas feitas nas trilhas paralelas a S1 (figura 5.13) e 066/12 nas medidas feitas nas trilhas paralelas a S2 (figura 5.14). Estes dois máximos são bem próximos um do outro.

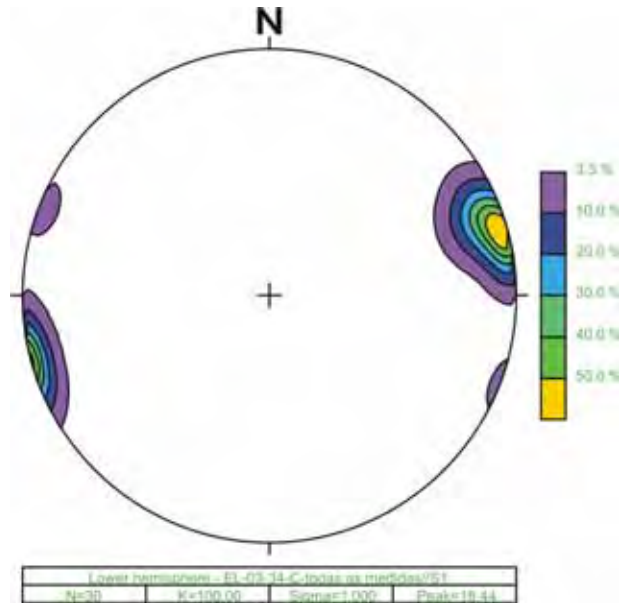


Figura 5.13 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-34C, nos porfiroblastos com trilhas de inclusões paralelas a S1.

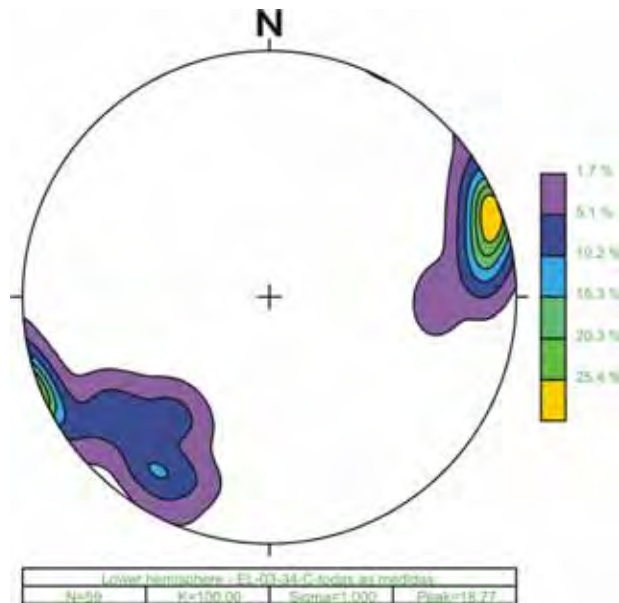


Figura 5.14 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-34C, nos porfiroblastos com trilhas de inclusões paralelas a S2.

- EL-03-35A: máximo de L1 258/14 nas medidas feitas nas trilhas paralelas a S1 (figura 5.15) e 279/43 nas medidas feitas nas trilhas paralelas a S2 (figura 5.16). Estes dois máximos são bem próximos um do outro.

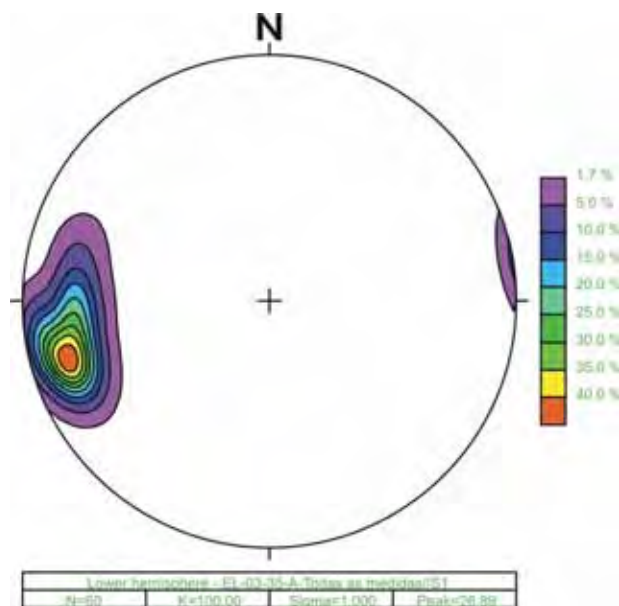


Figura 5.15 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-35A, nos porfiroblastos paralelos a S1.

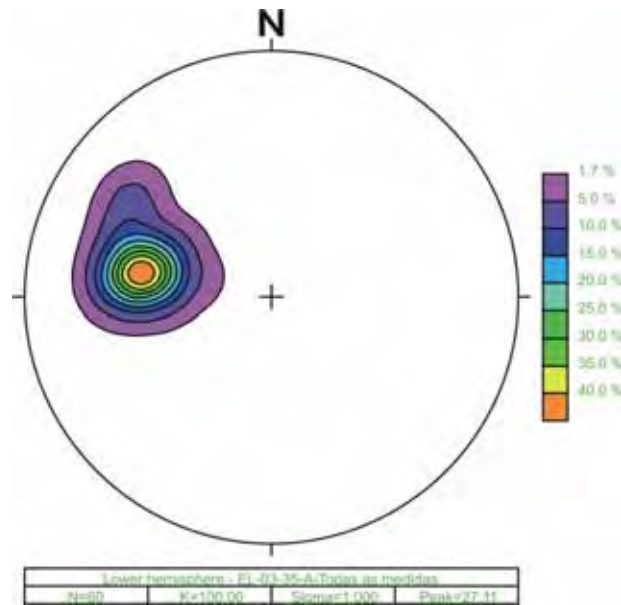


Figura 5.16 - Dispersão dos dados de L1 no espaço, medidos na lâmina EL-03-35A, nos porfiroblastos paralelos a S2.

As 928 medidas de L1 inclusas nas amostras estudadas apresentaram uma grande dispersão (figura 5.17) assim como as medidas de L1 em campo (figura 4.3). Apesar da grande dispersão e do pequeno número de amostras, algumas indicações quanto a orientação de L1 na porção sul da ilha podem ser extraídas:

- A observação direta das inclusões de minerais inequidimensionais assegura que os porfiroblastos de albita preservam em seu interior uma lineação definida pela orientação preferencial destes minerais (epidotos).
- O padrão disperso tem similaridade com o encontrado na porção norte da ilha, onde D2 não obliterou totalmente as estruturas D1.
- Algumas poucas medidas de lineação (amostra EL- 03-13-A) demonstraram que, ao menos localmente, houve rotação de porfiroblastos durante a fase D2.

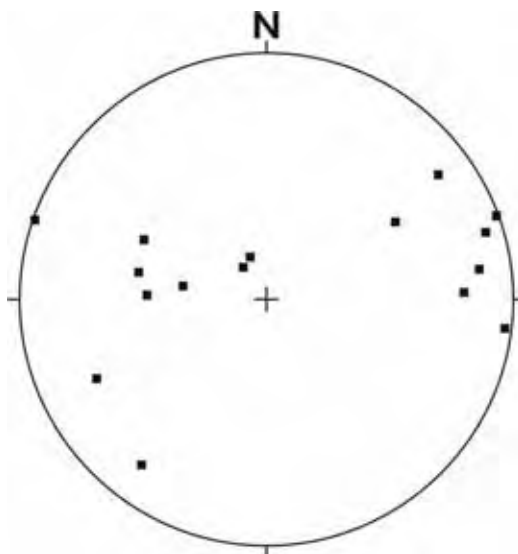


Figura 5.17 – Estereograma das medidas de lineações incluídas em Stinker Point.

Um dos principais avanços obtidos foi a constatação de que o procedimento de leitura é possível e o resultado pode alcançar medidas coerentes dentro de uma mesma amostra e entre amostras.

6-Conclusões

A principal conclusão desta dissertação é que o reconhecimento de minerais orientados em arranjo linear no interior de porfiroblastos é possível e que algumas destas lineações podem ter suas orientações originais recuperadas. Partindo-se de uma modelagem teórica que considera diferentes mecanismos de deformação (e dobramento), diferentes formatos de porfiroblastos e distintas posições iniciais da lineação, obteve-se uma previsão das possibilidades de orientação para as lineações incluídas (Li) em porfiroblastos. Tais orientações pretéritas, em alguns casos, podem ser resgatadas a partir de uma metodologia nova, desenvolvida especificamente para este fim.

Para cada modelo de deformação, a depender da quantidade de giro e da posição inicial da lineação, o padrão de Li em estereograma definirá círculos ou segmentos de círculos em torno do eixo de rotação, ou seja, guirlandas desenhando círculos mínimos (figura 6.1).

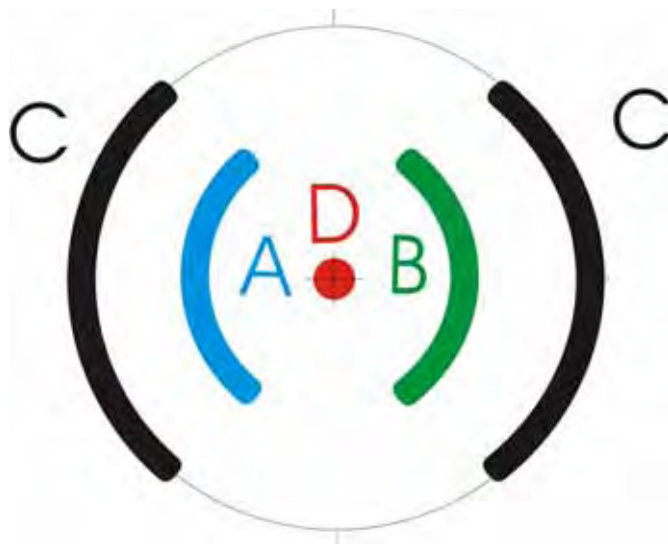


Figura 6.1 – Estereograma ilustrando a rotação das quatro posições iniciais da lineação (referidas na figura 2.3) incluída em um porfiroblasto. Neste caso, a única direção que não gera guirlandas é uma paralela ao eixo de rotação (no caso, a lineação D, em vermelho).

Nos casos de deformações envolvendo principalmente dobramentos, o eixo de rotação é o eixo da dobra e no caso de deformação não coaxial, sem dobramento, corresponde ao eixo de vorticidade (figura 6.2).



Figura 6.2 - Estereograma ilustrando a rotação das quatro posições iniciais (referidas na figura 2.3) da lineação incluída em um porfiroblasto. Neste caso, cisalhamento não coaxial sem dobra, a única direção que não gera guirlandas é uma paralela ao eixo de rotação, que corresponde ao eixo de vorticidade.

A aplicação do método para o caso da porção sul da Ilha Elefante (South Sheetland Islands, Antártica) mostrou que as lineações resgatadas no interior dos porfiroblastos apresentam um padrão diferente da lineação mineral na matriz (L2), confirmando a interpretação de que as lineações inclusas nos porfiroblastos correspondem a L1. Além disso, o padrão identificado assemelha-se ao registrado para a lineação L1 na porção norte da ilha, onde a fase D2, ao contrário da porção sul, foi mais branda. A situação observada sugere que, apesar dos porfiroblastos de albita estudados serem identificados como cedo D2, a blastese deve ter iniciado após certo grau de modificação da orientação original de L1, e/ou que em alguns locais houve rotação segundo eixos diferentes dos das dobras D2, possivelmente associada a componente de deformação não coaxial.

SIMÕES *et al.* (2003) propõem dois possíveis mecanismos de dobramento para as rochas da Ilha Elefante, baseados na geometria de inclusões em porfiroblastos de albita: dobra inicial por fluxo flexural, seguido por achatamento homogêneo ou achatamento progressivo heterogêneo, onde os porfiroblastos crescem nos domínios menos deformados e não rotacionam. Estes domínios podem ser controlados pelos planos de S1 ou S2.

Uma vez que entre estes três modelos (fluxo flexural, partição da deformação acomodada nos planos de acamamento ou da foliação plano axial) tendem a preservar a orientação original dos porfiroblastos de albita (considerando o caso geológico local da Ilha Elefante), eles continuam a ser viáveis de serem aplicados para explicar a formação de dobras na Ilha Elefante.

7-Bibliografia

AERDEN, D. G. A. M. Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.17, n.5, p.709-725, 1995.

AERDEN, D. G. A. M. Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero-Armorican Arc. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.1, p.177-196, 2004.

BARKER, A. J. Interpretation of porphyroblast inclusion trails: limitations imposed by growth kinetics and strain rates. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.12, n.5, p.681-694, 1994.

BELL, T. H. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical interpretation. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.3, n.1, p.109-118, 1985.

BELL, T. H. Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.4, n.4, p.421-444, 1986.

BELL, T. H.; CHEN, A. The development of spiral-shaped inclusion trail during multiple metamorphism and folding. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.20, n.4, p.397-412, 2002.

BELL, T. H.; FORDE, A.; WANG, J. A new indicator of movement direction during orogenesis: measurement technique and application to the Alps. **Terra Nova**, Oxford, v.7, n.4, p. 500–508, 1995.

BELL, T. H.; HAM, A. P.; KIM, H. S. Partitioning of deformation along an orogen and its effects on porphyroblast growth during orogenesis. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.5, p.825-845, 2004.

BELL, T. H.; JOHNSON, S. E. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.7, n.3, p.279-310, 1989.

BELL, T. H.; JOHNSON, S. E.; DAVIS, B.; FORDE, A.; HAYWARD, N.; WILLKINS, C. Porphyroblast inclusion-trail orientation data: eppure non son girate! **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.10, n.3, p.295-307, 1992.

BELL, T. H.; KIM, H. S. Preservation of Acadian deformation and metamorphism through intense Alleghanian shearing. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.9, p.1591-1613, 2004.

BELL, T. H.; RUBENACH, M. J. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.92, n.1/3, p.171-194, 1983.

BELL, T. H.; RUBENACH, M. J.; FLEMING, P. D. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.4, n.1, p.37-67, 1986

BELL, T.H.; HICKEY, K.A.; UPTON, J.G. Distinguishing and correlating multiple phases of metamorphism across a multiply deformed region using the axes of spiral, staircase and sigmoidal inclusion trails in garnet. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.16, n.6, p. 767-794, 1998.

CIHAN, M. The drawbacks of sectioning rocks relative to fabric orientations in the matrix: A case study from the Robertson River Metamorphics (Northern Queensland, Australia). **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.12, p. 2157-2174, 2004.

CUMBEST, R. J. Some comments on inclusion relationships **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.9, n.5, p.535-538, 1991.

DAVIS, G. H. Structural Geology of Rocks and Regions. John Wiley & Sons, New York, 1984.

DUPEE, M. E. Porphyroblast kinematics and crenulation cleavage development in the aureole of the Mooselookmeguntic Pluton, western Maine. 2005. 139 f. Dissertação de Mestrado, Universidade do Maine, 2005.

EVINS, P. M. A 3D study of aligned porphyroblast inclusion trails across shear zones and folds. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.27, n.14, p.1300-1314, 2005.

GHOSH, S. K.; RAMBERG, H. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.34, n.1, p.1-70, 1976.

GRUNOW, A.M.; DALZIEL, I.W.D.; HARRISON, T.M.; HEIZLER, M.T. Structural Geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v.104, n.11, p. 1497-1514, 1992.

HAM, A.P.; BELL, T.H. Recycling of foliations during folding. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.11, p. 1989-2009, 2004.

HAYWARD, N. Determination of early fold axis orientations in multiply deformed rocks using porphyroblast inclusion trail. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.179, n.3/4, p.353-369, 1990.

HICKEY, K. A.; BELL, T. H. Behaviour of rigid objects during deformation and metamorphism: a test using schists from the Bolton syncline, Connecticut, USA. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.17, n.2, p.211-228, 1999.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. An Outline of structural geology. New York, 1976.

HOLCOMBE, R. J.; LITTLE, T. A. A sensitive vorticity gauge using rotated porphyroblasts, and its application to rocks adjacent to the Alpine Fault, New Zealand. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.23, n.7, p.979-989, 2001.

ILG, B. R.; KARLSTROM, H. E. Porphyroblast inclusion trail geometries in the Grand Canyon: evidence for non-rotation and rotation? **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.22, n.3, p.231-243, 2000.

JIANG, D. Reading history of folding from porphyroblasts. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.23, n.10, p.1327-1335, 2001.

JIANG, D.; WILLIAMS, P. F. Reference frame, angular momentum, and porphyroblast rotation. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.26, n.12, p.2211-2224, 2004.

JOHNSON, S. E. Lack of porphyroblast rotation in the Otago schists, New Zealand: implications for crenulation cleavage development, folding and deformation partitioning. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.8, n.1, p.13-30, 1990.

JOHNSON, S. E. Testing models for the development of spiral-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts: to rotate or not to rotate, that is the question. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.8, n.7, p.635-659, 1993.

JOHNSON, S. E. Porphyroblast microstructures: A review of current and future trends. **American Mineralogist**, Lawrence, v.84, n.11/12, p.1711-1726, 1999.

JUNG, W. S.; REE, J. H.; PARK, Y. Non-rotation of garnet porphyroblasts and 3-D inclusion trail data: an example from the Imjingang belt, South Korea. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.307, n.3/4, p.381-395, 1999.

JUNG, W. S.; REE, J. H.; PARK, Y.; CHOI, S. H. Lattice preferred orientation of quartz inclusions within garnet porphyroblasts from the Imjingang belt, South Korea. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.24, n.3, p.557-565, 2002.

KRAUS, J.; WILLIAMS, P. F. A new spin on 'non-rotating' porphyroblasts: implications of cleavage refraction and reference frames. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.23, n.6-7, p.963-971, 2001.

MARQUES, F. O.; TABORDA, R. M.; ANTUNES, J. V. 2D rotation of rigid inclusions in confined bulk simple shear flow: a numerical study. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.27, n.10, p.2171-2180, 2005.

OLESEN, N. O. Distinguishing between Inter-Kinematic and Syn-Kinematic Porphyroblastesis. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v.67, n.1, p.278-287, 1978.

PASSCHIER, C. W.; Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow – a study in vorticity analysis. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.15, n.6, p.895-910, 1987.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J.; ZWART, H. J.; VISSERS, R. L. M. Porphyroblast rotation: eppur si muove? **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.10, n.3, p.283-294, 1992.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J., Microtectonics. Springer-Verlag, Nova York, 1996.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J., Microtectonics. Springer-Verlag, Nova York, 2005.

POWELL, D.; TREAGUS, J.E. On the geometry of S –shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts. **Mineralogical Magazine**, Londres, v.36, n.279, p.453-456, 1967.

POWELL, C. McA.; VERNON, R.H. Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a karakoram schist. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.54, n.1/2, p. 25-43, 1979.

POWELL, D.; TREAGUS, J.E. Rotational fabrics in metamorphic minerals. **Mineralogical Magazine**, Londres, v.37, n.291, p. 801-814, 1970.

SCHONEVELD, C. A Study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.39, n.1/3, p.453-471, 1977.

SAYAB, M. Microstructural evidence for N-S shortening in the Mount Isa Inlier (NW Queensland, Australia): the preservation of early W-E trending foliations in porphyroblasts revealed by independent 3D measurements techniques. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 27, n.12, p.1445-1468, 2005.

SIMÕES, L. S. A.; TROUW, R. A. J.; VALERIANO, C. M.; MATSUO, E. S. O. Padrão de inclusões em porfiroblastos sintectônicos a dobramento. IN: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTONICOS, XII, 2003, Búzios. **Anais...** Búzios: SBG, 2003, p.176-179.

STALLARD, A. R.; HICKEY, K. A.; UPTON, G. J. Measurement and correlation of microstructures: the case of foliation intersection axes. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.21, n.3, p.241-252, 2003.

SPRY, A. The origin and significance of snowball structure in garnet. **Journal of Petrology**, Oxford, v.4, n.2, p. 211-222, 1963.

TROUW, R.A.J. Structural analysis of the Elephant Island Group, South Shetland Islands. **Série Científica INACH**, Santiago, v.38, p. 141-162, 1988.

TROUW, R.A.J.; PASSCHIER, C.W.; VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; PACIULLO, F.V.P.; RIBEIRO, A. Deformational evolution of a Cretaceous subduction complex: Elephant Island, South Shetland Islands, Antarctica. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.319, n.2, p. 93-100, 2000.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. Contribuição à Geologia da Ilha Elefante, Ilhas Setland do Sul. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.58, supl, p. 157-169, 1986.

TROUW, R.A.J.; SIMÕES, L.S.A.; VALLADARES, C.S. Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.16, n.4, p. 475-490, 1998a.

TROUW, R.A.J.; SIMÕES, L.S.A.; VALLADARES, C.S. Variation in Mineral Chemical Composition across a Subduction Complex with Sanbagawa-type Metamorphism, South Shetland Islands, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, Brasília, v.3, n.1, p. 133-169, 1998b.

VERNON, R. H. Porphyroblast—matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v.67, n.1, p.288–305, 1979.

VERNON, R. H. Evidence of syndeformational contact metamorphism from porphyroblast-matrix microstructural relationships. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.158, n.1, p.113-126, 1989.

VISSER, P.; MANCKELOW, N. S. The rotation of garnet porphyroblast around a single fold, Lukmainer Pass, Central Alps. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v.14, n.10, p. 1193-1202, 1992.

YARDLEY, B. W. D. An Introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series, London, 1989.

WILLIAMS, M. L. Sigmoidal inclusion trails, punctuated fabric development and interactions between metamorphism and deformation. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.12, n.1, p.1-21, 1994.

WILLIAMS, P. F.; JIANG, D. Rotating garnets. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.17, n.4, p. 367-378, 1999.

ZWART, H. J. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v.50, n.1, p.203-218, 1960.

ZWART, H. J. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosot area (Central Pyrenees). **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v.52, n.1, p.38-65, 1962.

8-Apêndice: controle das inclusões

Para cada lâmina foi feita uma descrição petrográfica específica e escolhidos seis porfiroblastos cujas orientações de trilhas de inclusões fossem representativas para toda a lâmina. Os porfiroblastos foram fotografados com luz transmitida com pequeno aumento, e depois com o mesmo aumento que seria usado na Platina Universal, procurando-se orientar as fotos o mais próximo possível da posição de trabalho com a mesma lâmina na Platina Universal.

Com duas fotos de cada lâmina impressas e em mãos, foram escolhidos e marcados os minerais inclusos que seriam usados para a medição de lineação, e anotadas as medidas na mesma folha (figura 8.1).

SP-19-1A-B-P2



Mineral	Leitura	Direção corrigida da inversão do microscópio	Mergulho (norte ou sul)	Rumo corrigido pelo mergulho
1	334	026	42N	026
2	336	024	70N	024
3	347	013	73N	013
4	320	040	53N	040
5	321	039	72N	039
6	326	034	85N	034
7	324	036	86N	036
8	328	032	67N	032
9	335	025	90	025

10	337	023	86N	023
----	-----	-----	-----	-----

Figura 8.1 – Modelo de planilha de trabalho utilizada no controle da medição de lineações minerais em porfiroblastos na platina universal.

Em seguida as 60 medidas dos seis porfiroblastos referentes à lâmina foram plotadas em estereogramas, e estes rotacionados para se obter as posições da lineação medida em relação as coordenadas geográficas. As fotos a seguir representam as medidas feitas na platina universal para se determinar qual a posição da lineação em lâmina.