

Geologia estrutural das serras Curamalal e Bravard, porção oeste do Cinturão móvel paleozoico Sierra de la Ventana (Argentina).

Geologia Regional e Econômica

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito disciplinar obrigatório.

Orientador:

Renata da Silva Schmit

Co-orientador:

André Ribeiro

Orientador Externo:

Renata N. Tomezzoli

Resumo

DE PAULA, Rodolfo Reis. Geologia estrutural das serras Curamalal e Bravard, porção oeste do Cinturão móvel paleozoico Sierra de la Ventana (Argentina). Rio de Janeiro, 2014. (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2014

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito disciplinar.

Orientador Acadêmico:

Renata da Silva Schmitt

Co-orientador:

André Ribeiro

Orientador Externo:

Renata N. Tomezzolli

O presente trabalho apresenta novos dados geológicos adquiridos na porção oeste do cinturão móvel Sierra de la Ventana, localizada 550 Km a sul de Buenos Aires, Argentina. Geologicamente está inserida sobre a porção sul do Cráton Rio de La Plata. As rochas análogas a este cinturão gonduânico encontram-se nas Ihas Malvinas, na África do Sul, na Antártica e na Austrália. A Sierra de La Ventana é constituída por um embasamento meta-ígneo do fim do Neoproterozoico ao Cambriano, e rochas metassedimentares depositadas entre o Ordoviciano e o Permiano. Ambas unidades foram deformadas e metamorfisadas durante o Paleozoico Superior formando o orógeno Gondwanides. A análise das estruturas deformacionais permitiu a caracterização de duas fases de deformação na área. A primeira fase (D_1) de caráter dúctil-rúptil, gerou dobras e falhas reversas NW-SE, concomitantemente a um metamorfismo de baixo grau com temperatura máxima em torno de 300°C, estimada pelas microestruturas de deformação em quartzo. Três clivagens metamórficas na escala microscópica foram descritas nos meta-pelitos, interpretadas como produto da primeira fase de deformação (D_1). Nenhuma feição de redobramento foi observada na macro-escala. A partir da análise cinemática e do cálculo dos vetores de compressão σ_1 , σ_2 e σ_3 , foi possível reconhecer planos de falha que não se adequam ao regime de esforços vigentes durante a fase de deformação (D_1), cuja a compressão tem orientação NE-SW. Por isso foram interpretados como pertencentes a uma segunda fase de deformação (D_2), puramente rúptil e bem menos expressiva que a primeira fase (D_1) com compressão de orientação NW-SE. A análise cinemática e dinâmica das estruturas das fases D_1 e D_2 indicam que ambas se desenvolveram em um regime de deformação coaxial, sem rotação. Houve uma mudança de quase 90° em torno do eixo X cartesiano no sentido anti-horário em relação a posição de σ_1 e σ_2 nas duas fases, e em torno de 30° no eixo Y também no

sentido anti-horário em relação a σ_1 e σ_3 . A ausência de estruturas intermediárias aos campos de tensão das fases D₁ e D₂, sugere que são fases deformacionais distintas.
Palavras-chave: Paleozóico, Deformação dúctil-rúptil, Gondwanides, Sierra de La Ventana, microestruturas em quartzo.

Abstract

This work presents new geological data acquired in the western portion of the Sierra de la Ventana mobile belt, located 550 Km south of Buenos Aires, Argentina. Geologically it is inserted on the southern portion of the Rio de La Plata Craton. Analogous rocks to this Gondwana belt are spread out today in the Falklands Islands, South Africa, Antarctica and Australia.

Sierra de La Ventana is constituted by a Cambrian meta-igneous basement rocks overlain by metasedimentary rocks deposited between the Ordovician and the Permian. Both units were deformed and metamorphosed during the Upper Paleozoic forming the Gondwanides Orogen. The analysis of deformational structures allowed the characterization of two stages of deformation in the area.

The first phase (D₁) has a ductile-brittle nature, generating folds and NW-SE reverse faults, concomitant with a low-grade metamorphism with maximum temperature around 300 ° C, estimated by quartz deformational microstructures. Three metamorphic cleavages in microscopic scale were described in the meta-pelitics, interpreted as product of D₁ deformational phase. No refolding structures were found. From the kinematic analysis and the calculation of stresses σ_1 , σ_2 and σ_3 , fault planes that do not fit under D₁ stress field (NE-SW compression) were recognized. Therefore they were interpreted as belonging to a second phase of deformation (D₂), purely brittle and much less expressive than the first phase (D₁), with a NW-SE main compression field. The kinematic and dynamic analysis of D₁ and D₂-related structures indicate that both phases developed in a coaxial deformation regime, without rotation. There was a 90° anticlockwise shift on the σ_1 e σ_2 position between deformational phases D₁ and D₂, and a 30° rotation around Y axis also in a anticlockwise path in relation between σ_1 and σ_3 . The absence of intermediate structures between the D₁ and D₂ stress fields suggests that they were distinct deformational phases, non-progressive.

Keywords : Paleozoic, ductile-brittle deformation, Gondwanides, , Sierra de La Ventana, microstructures in quartz

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Projeto “Revisão do Mapa Geológico do Gondwana” (13850- Cooperação CENPES/PETROBRAS- UFRJ) que financiou as passagens aéreas para a área de mapeamento e as diárias da primeira campanha de campo.

Agradeço também as professoras Renata Schmitt (UFRJ) e Renata Tomezzoli (UBA), assim como aos amigos Felipe Nepomuceno, André Assis, Tomas Luppo e Guadalupe Arzadún.

Agradeço a toda a minha família e a minha companheira Nathalia Lacerda.

Lista de figuras

Fig 3.0 (Localização geográfica).....	3
Fig 4.1 (Mapa com reconstrução do Gondwana. E. J. MILANI & M. J. DE WIT 2008.).....	6
Fig 4.2 (Mapa geológico das <i>Sierras de la Ventana</i> sobre imagem SRTM com dados geocronológicos).....	7
Fig 4.3 (Coluna estratigráfica dos sedimentos depositados no Paleozoico da Sierra de La Ventana).....	10
Fig 4.4 (Mapa metamórfico da Sierra de la Ventana).....	11
Fig 4.5 (Mapa com seções geológicas baseadas em Tomezzoli e Cristallini 2004).....	13
Fig 4.6 (Mapa geodinâmico Urung et al 1996 e reconstrução geológica da margem sul do Gondwana de Pangaro et al 2012).....	14
Fig 5.1 (Foto da rocha meta-sub-vulcânica).....	16
Fig 5.2 (Veio de quartzo deformado e com lineação de estiramento bem Marcada).....	16
Fig 5.3 (Fotomicrografia da rocha sub-vulcânica).....	17
Fig 5.4 (Fácies conglomerática da Formação La Lola).....	19
Fig 5.5 (Perfil esquemático ilustrando o empilhamento sedimentar observado na Formação La Lola).....	20
Fig 5.6 (A) Granulo quartzito dentro da Formação La Lola. (B)Estratificação cruzada em quartzito grosso que aflora no Cerro Pan de Azúcar.....	21
Fig 5.7 (Formação La Mascota. Quartzitos com camadas finas de até 5 cm de espessura).....	22
Fig 5.8 (Formação Trocadero. Set sedimentar limitado pela base e o topo (desenho esquemático). As camadas que definem o set sedimentar formam o acamamento cruzado).....	23
Fig 5.9 (Formação Trocadero. Camadas espessas de quartzito com níveis de intraclastos de ardósia/filito de coloração roxa).....	24
Fig 5.10 (Formação Hinojo. Quartzitos roxos com forte clivagem (S1) em preto, formando ângulo com o acamamento (S0) em vermelho. O S0 mergulha em sentido oposto a clivagem).....	25
Fig 5.11 (Formação Hinojo. (A) Quartzito roxo com veios de quartzo de espessura milimétrica a centimétrica. (B) Quartzito roxo com formação de <i>rods</i> de quartzo).....	26
Fig 5.12 (Formação Bravard. Quartzito branco avermelhado com grânulos de quartzo).....	27
Fig 5.13 (Formação Bravard. Quartzito branco avermelhado com seixo anguloso de quartzo).....	28
Fig 5.14 (Contato da Formação Bravard (à direita) com a Formação Naposta (à esquerda).....	29
Fig 5.15 (Formação Providencia. Quartzito com intercalação de filito avermelhado com até 10 cm de espessura).....	30
Fig 6.0 (Formação Trocadero. Variação da espessura dos estratos dentro da mesma unidade marcando o acamamento sedimentar).....	31
Fig 6.1 (Formação Trocadero. Variação de espessura dos estratos interna nas camadas. Essa variação marca claramente o S0. As camadas mais finas apresentam acamamento cruzado com geometria sigmoidal).....	32

Fig 6.2 (Estereograma dos polos dos planos do acamamento sedimentar

(S_0). Com isolinhas de densidade. $n=262$).....33

Fig 6.3 (A) Contato dobrado (linha tracejada em vermelho) e invertido entre as Formações Trocadero e Hinojo. (B) Hudleston (1973). Classificação de dobra baseado na morfologia, retirado de Fossen, 2010. O retângulo vermelho representa as categorias que mais se adequam as dobras descritas na Formação Trocadero e o retângulo azul as categorias mais adequadas para a Formação Hinojo. (C) Ramsay's (1967) retirado de Fossen, 2010. Classificação de dobra baseado na isógona de mergulho.....34

Fig 6.4 (Contato entre as Formações Trocadero e Hinojo. Note que a diferença entre a morfologia das dobras em cada Formação).....35

Fig 6.5 (Dobras parasíticas de um grande sinformal na Formação Trocadero)..36

Fig 6.6 (Flanco maior (**FLM**) com mergulho de 30° para SW e flanco menor (**Flm**) com mergulho para NE íngreme).....37

Fig 6.7 (Estereograma dos polos dos planos dos flancos maiores (**FLM**) das dobras. $n=75$).....38

Fig 6.8 (Estereograma dos polos dos planos dos flancos menores (**Flm**) das dobras. O círculo em vermelho representa os flancos revirados que mergulham para SW . $n=75$).....38

Fig 6.9 (Estereograma dos polos do plano axial (P_A). Mergulho para SW vergência para NE. $n= 60$).....39

Fig 6.10 (Estereograma dos eixos (**E**) de dobra. Note o duplo sentido e caimento $n=69$).....39

Fig 6.11 (Fm. La Lola. Estrias e ressaltos contidos no plano de acamamento (S_0)).....42

Fig 6.12 (Deslizamento flexural com sentido oposto em cada flanco e diminuindo para a zona de caneira. Fossen 2010).....43

Fig 6.13 (Estereograma de lineação (estria) (E_d) contida no S_0 . $n=40$)....43

Fig 6.14 (A figura ilustra uma camada dobrada (S_0) com eixo (**E**) plungeante (seta vermelha). Em azul tracejado o plano de clivagem (S_1) que intercepta em partes diferentes o S_0 . A interseção entre os dois planos (S_0 e S_1) tem como resultado uma linha, sendo neste caso a lineação de interseção (L_i).....44

Fig 6.15 (Foto interpretada em uma dobra em camadas da Formação Trocadero. As linhas pretas tracejadas representam a clivagem (S_1) e em vermelho o acamamento sedimentar (S_0). A interseção entre o S_0 e S_1 é que representa a lineação de interseção (L_i).....44

Fig 6.16 (Estereograma da lineação de interseção (L_i). Duplo caimento, NW e SE, o mesmo para o eixo (**E**) das dobras. $n=43$).....45

Fig 6.17 (Estereograma dos polos do plano de clivagem (S_1). Planos com mergulho para SW são predominantes, distribuição semelhante ao plano axial. $n=125$).....45

Fig 6.18 (A) foto das dobras na Fm.Trocadero. - (B) desenho esquemático da foto realçando os traços da clivagem (azul) e o contorno das camadas dobradas (vermelho). (C) Zoom do sinformal (círculo vermelho em A) com clara clivagem em leque convergente.).....46

Fig 6.19 (Estereograma dos polos de falha D1. Mergulho médio de $227/82$,

subparalelo ao plano axial (P_A) e clivagem (S_1). n=34).....	47
Fig 6.20 (Gráfico baseado em Cobbold <i>et al.</i> (1991). O gráfico relaciona o pitch (Y) da estria de falha e o strike (X) do plano de falha. Os valores do pitch à cima de 45° caracterizam as falhas reversas e abaixo as falhas transcorrentes.(n=34).....	48
Fig 6.21 (Estereogramas das estrias de falha D1. Estia média de 240/79.n=27).....	48
Fig 6.22 (Falha reversa dextral, rompendo o sinformal ilustrado pela Envoltória)..	49
Fig 6.23 (Brecha de falha com vários veios de quartzo. Afloramento próximo a Estancia Las Grutas).....	50
Fig 6.24 (Brecha de falha com com veios de quartzo e preenchida por minerais opacos. A foto inferior mostra um plano de falha referente a zona de brecha da foto superior).....	51
Fig 6.25 (detalhe da brecha de falha da figura anterior. Na foto superior é possível notar o contato brusco da falha,o material escuro que a preenche e alguns veios de quartzo. A foto inferior mostra o aspecto brechoso da rocha).....	52
Fig 6.26 (Duas fotomicrografias da rocha ilustrada na figura 6.26. Note na foto superior que os minerais opacos crescem com hábito acicular, e os minerais vermelho escuro que aparecem são rutilo (óxidos de titânio).....	53
Fig 6.27 (Zona fraturada em superfície, com planos de falha associado. O faturamento em superfície junto a pequenos planos de falha pode estar relacionado a planos de falha maiores em profundidade).....	54
Fig 6.28 (Plano de falha estriado reverso de coloração vermelha. Este plano foi encontrado junto as zonas de fraturamento).....	55
Fig 6.29 (Estereograma dos polos dos planos de falha D2.n=34).....	56
Fig 6.30 (Estereograma das estrias de falha D2.n=34).....	56
Fig 7.1 (Ilustração com os três principais tipos de falha, normal, reversa e transcorrente, mostrando o posicionamento dos vetores $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ para cada uma. Retirado de Fossen, 2010.).....	58
Fig 7.2 (Solução gráfica do método P-diedro (direita) e T-diedro (esquerda) para N=1 Software FaultKin- Allmendinger <i>et al.</i> ,2012).....	59
Fig 7.3 (A- esquema ilustrando os elementos de uma falha, como o Plano-M, estria e plano de falha, pitch, capa e lapa. B- Projeção em estereograma dos elementos de falha citados na figura A. Neste caso da falha normal observe que o lapa se move para NW, mesmo quadrante de σ_3 para a falha exemplificada em (A). Retirado de Fossen, 2010).....	60
Fig 7.4 (Estereograma com a solução do diedro reto para os conjuntos de S_0, E_d e diedro- reto, mais representativos dentre todas as medidas. Software FaultKin- Allmendinger <i>et al.</i> ,2012).....	62
Fig 7.5 (A) Solução para P-diedro, com N=37. O contorno em azul indica a região de maior probabilidade de orientação do eixo P, e em vermelho os valores próximos a 0 que é a região de maior probabilidade de orientação do eixo T. (B) É apresentado os eixos P (azul) e T (vermelho) para as medidas de E_d . (C) Elipsoide de stress esquemático Software FaultKin -Allmendinger <i>et al.</i> ,2012).....	63
Fig 7.6 (Solução do diedro-reto para todos os dados das falhas, N=62).....	64
Fig 7.7 (Solução do P-diedro para N=62. O valor máximo de P obtido foi de	

49 e 8 o mínimo. Esses valores não garantem uma boa confiabilidade).....	65
Fig 7.8 (Exemplo de duas falhas NW-SE reversas da <i>Sierra de La Ventana</i> com mergulhos opostos. Estereograma apresenta o plano de falha, o plano do diedro, o plano de movimento (M), a estria de falha, a lineação tangente (lin Tg) e os eixos P e T).....	66
Fig 7.9 (Estereograma com a solução do P-diedro, apresentando um plano de falha com <i>strike</i> ENE-WSW que também integra o primeiro conjunto de falhas, pois os eixos P e T plotam em regiões aceitáveis para a gênese deste conjunto Software FaultKin-Allmendinger <i>et al.</i> ,2012).....	67
Fig 7.10 (A) Estereograma com solução do P-diedro do primeiro conjunto de falhas (PF.1), em azul está marcada a região de σ_1 e em vermelho a região de σ_3 . (B) A mesma solução de A só que agora são apresentados as lineações tangentes para cada plano de falha do primeiro conjunto, que convergem para o centro do estereograma região de σ_3).....	68
Fig 7.11 (A) Estereograma com a solução do diedro reto para o conjunto de falhas NW-SE (PF.1). Pontos e contorno azul são referentes ao eixo P, e em vermelho para o eixo T. Os quadrados vermelho 1,2,3 são respectivamente os tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 . As setas em azul indicam a compressão nos quadrantes NE-SW, e o círculo vermelho furando o centro do estereograma representa onde ocorre extensão. (B) representação esquemática em três dimensões dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , em elipsoide de stress.....	70
Fig 7.12 (Foto interpretação de um afloramento com dobra e falha que pode ter sido gerada pela evolução contínua do deslizamento entre os planos do acamamento sedimentar (S_0) durante o dobramento. A foto em detalhe realça a silicificação da rocha próxima a falha e indicadores cinemáticos de um movimento dextral sobre o plano de falha).....	71
Fig 7.13 (Desenho esquemático explicando a relação do <i>strike</i> entre S_0 , S_1 , P_A e PF.1 com PF.2. Mostra PF.2 cortando as estruturas geradas na primeira fase D1).....	72
Fig 7.14 (A) Estereograma com a solução do P-diedro para uma falha reversa dextral do conjunto PF.2. Compressão nos quadrantes NW-SE e extensão NE-SW. (B) Estereograma com a solução do T-diedro para uma falha normal sinistral)	73
Fig 7.15 (A) – Estereograma com a solução final do método do diedro reto com a distribuição dos eixos P (azul) e T (vermelho). (B) Estereograma com a mesma solução de (A) mostrando que não há predomínio da direção da lineação tangente para um quadrante específico, exemplificando que o sentido de movimento é variável).....	75
Fig 7.16 (A) – Estereograma com a solução do diedro reto para o conjunto de falha NE-SW (PF.2). O contorno azul é referente ao eixo P, e em vermelho o eixo T. Os quadrados vermelho 1,2,3 são respectivamente os tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 . As setas em azul indicam a compressão nos quadrantes NE-SW, e o círculo vermelho furando o centro do estereograma representa onde ocorre extensão. (B)Elipsoide de stress esquemático mostrando a orientação dos vetores).....	76
Fig 8.0 (Estruturas deformacionais geradas nos grãos de quartzo e os mecanismos de deformação responsáveis para gerar estruturas em diferentes condições de pressão e temperatura. Figuras e textos retirados e baseados no livro de Passchier e Trouw, 2005.).....	79
Fig 8.1 (Fm. Bravard. Fotomicrografia (a esquerda) de uma lâmina	

de quartzito, a direita desenho demonstrativo das estruturas. Os grãos de quartzito apresentam extinção ondulante, fraturamento de cristal por cisalhamento, e recristalização do tipo BLG e SBG).	82
Fig 8.2 (Fm. Bravard. (A) microbrecha de falha de 0,1mm com limites bruscos em relação aos cristais. Apresenta cominuição dos cristais, recristalização do tipo BLG e extinção ondulante. (B)micro-brecha de falha de 1,5mm com diferença entre os grãos cominuidos, grãos muito angulosos, e pouco de recristalização do tipo BLG.)	83
Fig 8.3 (Fm Bravard. Micro-brechas de diferentes espessuras truncando bruscamente a orientação preferencial dos cristais)	84
Fig 8.4 (Fm La Lola. Cristal de quartzito com deformação por <i>kink band</i> gerando extinção ondulante e fraturamento do cristal com abertura de espaço).	85
Fig 8.5 (Fm.Mascota. Contato entre dois cristais de quartzito apresentando recristalização do tipo BLG. Cristal mais claro com mais defeitos cristalinos sendo consumido pelo cristal cinza escuro . A progressão do processo pode levar a individualização de alguns grãos com a mesma continuidade ótica do grão hospedeiro)	86
Fig 8.6 (Fm Hinojo – Diferentes cristais de quartzito com recristalização BLG. O avanço de um cristal em relação ao outro apresenta uma formato de embaiamento. Em algumas partes se torna difícil determinar qual cristal avança sobre um outro (circulo vermelho)	87
Fig 8.7 (Fm Hinojo – Cristais de quartzito na mesma lâmina que apresentam ao mesmo tempo mecanismos de deformação por recristalização do tipo BLG e SGR. Na escala da fotomicrografia é difícil determinar qual mecanismo é predominante)	88
Fig 8.8 (Zoom da foto anterior, mostrando que para um mesmo cristal é possível ocorrer BLG e SGR. E que a recristalização é muito mais clara no contato entre grãos do que no centro do cristal)	89
Fig 8.9 (esquema ilustrando a formação de três clivagens metamórficas (S_1, S_2, S_3) para cinturões com xistos e ardósia. Traduzido de Passchier e Trouw, (2005).	91
Fig 8.10 (Tradução de Passchier e Trouw, (2005). Figura com o método de classificação morfológica de foliação com uso do microscópio ótico.)	93
Fig 8.11 (Fm Hinojo. Clivagem do tipo espaçada com clara relação entre os domínios de clivagem (S_1) e dos <i>microlithons</i>	94
Fig 8.12 (FmProvidência. Clivagem de crenulação incipiente.)	96
Fig 8.13 (Fm.Trocadero. Filito com S_0 dobrado em Z e clivagem metamórfica S_1 com direção similar ao plano axial da dobra)	97
Fig 8.14 (Fm. Trocadero. Clivagem de crenulação. Transição entre o domínio de clivagem e de microlito do tipo gradacional.)	98
Fig 8.15 (Fm Providencia- Três tipos de clivagem metamórfica observado. S_1 definido por mica branca, S_2 e S_3 definidos por planos de dissolução)	99
Fig 8.16 (A) Von Gosen <i>et al</i> , (1990). Distribuição do metamorfismo na Sierras Australes baseado na cristalinidade da ilita e em dados de deformação e recristalização do quartzito. (B) Cobbold <i>et al</i> , (1991). Mapa mostrando os índices de cristalinidade da ilita por toda a <i>Sierra de La Ventana</i>	102
Fig 9.0 (Mapa com plano axial, eixo de dobra, falhas de empurrão, e estria de deslizamento entre planos de acamamento. (B) divisão em setores e zonas propostas por Japas <i>et al</i> (1999). O retângulo preto é referente a área do	

mapeamento desta dissertação. (C) de cima para baixo e da esquerda para direita, mapa eixo e falha, mapa de lineação de estiramento e clivagem, do setor <i>noroccidental</i> Japas <i>et al</i> (1999).....	107
Fig 9.1 (A) Apresentação dos dados em estereograma para as duas fases. (B) Distribuição em planta das medidas e seção estrutural esquemática)..	108
Fig 9.2 ((A) Soluções do diedro reto para cada fase. (B) Mudança nos vetores σ_1 σ_2 σ_3 da fase D1 para a fase D2 em eixo cartesiano.....	109
Fig 9.3 (Propostas para gênese do arco noroeste de diferentes autores. Japas (1999).....	110
Fig 9.4 ((A) Evolução das estruturas micro e macroscópicas em filitos e quartzitos. (B) Modelo explicando a formação de três clivagens durante uma única fase de deformação dúctil.....	111
Fig 9.5 (Proposta a forma em arco da serra na área de mapeamento).....	112

Sumário

Resumo	ii
<i>Abstract</i>	iii
Lista de figuras	iv
1.Introdução.....	1
1.1. Objetivos.....	1
2.Material e método.....	1
3.Localização.....	2
4.Geologia Regional.....	4
4.1. Embasamento (Grp. Sauce Chico).....	4
4.2 Sequências sedimentares do Paleozóico.....	5
4.2.1 Grupo Curamalal.....	5
4.2.2 Grupo Ventana.....	8
4.2.3 Grupo Pillahuíncó.....	8
4.3 Geotectônica e geologia estrutural.....	9
5. Unidades geológicas de mapeamento.....	15
5.1. Meta-ígneas – (Grupo Sauce Chico).....	15
5.1.2 Meta-conglomerado e quartzito grosso (Formação La Lola).....	18
5.1.3 Quartzito de camada fina (Formação La Mascota).....	22
5.1.4 Quartzito espesso (Formação Trocadero).....	23
5.1.5 Quartzito roxo com forte clivagem (Formação Hinojo).....	24
5.1.6 Quartzito grosso (Formação Bravard).....	27
5.1.7 Quartzito branco (Formação Naposta).....	28
5.1.8 Quartzito com camada de filito (Formação Providencia).....	29
6. Geologia Estrutural.....	31
6.1 Estruturas primárias.....	31
6.2 Estruturas da primeira fase de deformação (D1).....	33
6.2.1- Dobras (F ₁).....	33
6.2.2 Lineações.....	40
6.2.3 Foliações secundárias.....	41
6.2.4 - Falhas e estruturas relacionadas.....	47
6.2.5 – Estruturas relacionadas à segunda fase de deformação (D2).....	55

7. Análise de Paleostress.....	57
7.1 Revisão de conceitos.....	57
7.2 Análise das estrias de deslizamentos entre planos de acamamento (E_d)....	61
7.3 Análises das falhas	64
7.3.1 Conjunto de falhas com strike NW-SE (PF.1).....	65
7.3.2 Conjunto de falhas de <i>strike</i> NE-SW (PF.2).....	72
8. Microtectônica.....	77
8.1 Quartzito—características e tipos de recristalização.....	77
8.2 Filitos e quartzitos com mica.....	90
8.2.1 Quartzitos com mica.....	92
8.2.2-Filitos.....	95
8.3 Metamorfismo.....	100
9. Discussão.....	103
10. Conclusão.....	113
11. Bibliografia.....	114

Anexo A – Mapa Geológico 1:25.000 e seções A-B e C-D.

1- INTRODUÇÃO

O cinturão móvel das *Sierras de La Ventna* situa-se a aproximadamente 550 Km a sul da capital da Argentina e integra um cinturão orogênico maior denominado Gondwanides, desenvolvido no período Permiano (Du Toit, 1927). Essa faixa móvel é produto de uma série de eventos compressoriais (acrescionários e colisionais) que atuaram na porção sul do paleocontinente Gondwana (Ramos *et al* 1986).

No caso da *Sierra de La Ventana*, área deste trabalho, trata-se de três cordões serranos com orientação NW-SE, composto por metassedimentos de idades diferentes que apresentam metamorfismo de baixo grau, em condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde a sub-xistoverde.

O estado atual da arte das *Sierras de la Ventana* é composto por diferentes visões no que diz respeito ao modelo de deformação principal da área, se é por cisalhamento puro ou simples, ao número de fases de deformação, a relação entre as estruturas e microestruturas geradas e a discussão sobre a morfologia da faixa móvel, se é orógeno ou oroclínio(Japas *et al* 1999).

1.1 Objetivos

O principal objetivo desta dissertação é realizar uma análise cinemática e dinâmica das estruturas deformacionais presentes no setor noroeste das *Sierras de La Ventana* para corroborar com a discussão sobre os modelos para a evolução cinemática deste orógeno. Com enfoque na análise do sistema de esforços, microtectônica e mapeamento geológico de detalhe.

O enfoque do trabalho é a realização de um mapa geológico e estrutural, na escala 1:25.000, usando o mapeamento de campo como principal ferramenta, com auxílio da petrografia, microtectônica, e análise de dados cinemáticos para assim compreender um pouco mais acerca da geologia estrutural e reconhecer as unidades de mapeamento descritas por Harrington (1947).

2 MATERIAL E MÉTODO

Este trabalho se divide em duas partes, uma que trata dos procedimentos adotados em campo e outro que corresponde aos trabalhos de escritório e laboratoriais.

Para os trabalhos de campo foi adotada a carta topográfica na escala 1:25.000, que serviu como base geográfica para a coleta dos dados . Foi realizado um mapeamento

geológico estrutural divididas em duas campanhas de aproximadamente 30 dias, cada. Em cada ponto foram coletados dados quanto a descrição litológica e informações de estruturas como acamamento (S_0), clivagem (S_1), plano axial (P_A), eixo (E), plano de falha (P_F), estria de falha (Est), estria de deslizamento entre planos (E_d) e lineação de interseção (L_i). Todos esses dados foram tratados posteriormente em programas adequados, visando uma interpretação estatística de cada estrutura e suas relações genéticas.

Durante esta etapa foi realizada a coleta de amostras para elaboração de lâminas delgadas e para possíveis datações de algumas formações.

Os trabalhos de escritório foram paralelos às atividades de campo e laboratoriais. Incluíram a coleta de imagens Google Earth em zoom de detalhe, que posteriormente foram unidas em um mosaico de imagens de satélites, uso de imagem SRTM para gerar modelos de elevação de terreno (MDT) e base topográfica. Através destas imagens foi possível melhorar os dados de acessos e localizações no mapa, assim como ajudou a interpretar diversas feições geológicas.

As metodologias utilizadas para cálculo dos tensores de stress serão apresentadas no capítulo 7 desta dissertação. O mapa geológico foi elaborado no *software ArcGis. 10.1*, e teve como base geográfica o mosaico de imagens de satélite e curvas de nível extraída do MDT. O sistema de coordenadas adotado para o projeto foi WGS 1984.

Os trabalhos de laboratório referiram-se à descrição petrográfica das lâminas com ênfase na microtectônica para algumas rochas, visando um melhor entendimento da evolução tectono-metamórfica.

3- LOCALIZAÇÃO:

A área de mapeamento está localizada a sul da província de Buenos Aires a aproximadamente 550Km da capital da Argentina. As cidades próximas são *Pigüé, Saavedra e Sierra de La Ventana e Baia Blanca*, a última dista cerca de 150 Km da área (fig 1.0). Para chegar em Pigüé saindo da capital Buenos Aires é preciso acessar a rodovia RN 205, e seguir em direção a *Olavarría* até chegarna RN 33 e percorrer cerca de 550 Km. Há a possibilidade de chegar a *Pigüé* de ônibus ou de trem, serviços públicos privados, ambos partindo de Buenos Aires.

Para alojar-se próximo a área as melhores cidades são Saavedra e Pigüé, respectivamente as cidades usadas na primeira e segunda campanha.



Fig 3.0- Localização da área de mapeamento (retângulo vermelho). Acesso a partir de *Bahia Blanca*, passando pelas cidades de *Tornquist* e seguindo em direção a *Pigüé*. (Fonte-google maps).

4. GEOLOGIA REGIONAL

A área de mapeamento é formada por duas serras alongadas subparalelas, compostas por metassedimentos paleozoicos de períodos distintos e separadas por um vale de direção NW-SE. Suas rochas pertencem ao cinturão móvel das *Sierras de La Ventana (SVT)*, que por sua vez integram um cinturão orogênico maior, o Gondwanides, desenvolvido durante o Paleozoico (Keidel, 1916;. Du Toit, 1927; e Harrington, 1947).

O Gondwanides é um cinturão orogênico posicionado a sul do paleo-continente Gondwana. As montanhas do Cape Fold Belt (África do Sul), Ellsworth Mountains e Pensacola (oeste da Antártica), e as Ilhas Malvinas (Argentina) junto com a *Sierra de La Ventana* também compõem os Gondwanides (Fig 4.1).

A SVT geotectonicamente está localizada a sudoeste da serra de Tandil, que é formada por metassedimentos neoproterozóicos que inclui calcários. Os metassedimentos da SVT são divididos em três ciclos, Curamalal (Cambro-Ordoviciano), Ventana (Ordoviciano-Devoniano) e Pillahuíncó (Carbonífero-Permiano) (Andreis *et al.* 1996).

Os metassedimentos repousam sobre rochas meta-ígneas correlatas ao Cráton Rio de la Plata que são o embasamento. A sul o contato entre o embasamento e os metassedimentos é tectônico (ex. Cerro Pan de Azúcar) marcado por falhas de empurrão com transporte tectônico para NE (Cobbold *et al* 1991).

4.1. Embasamento (Grp. Sauce Chico)

O embasamento é constituído por rochas meta-ígneas e ígneas plutônicas e vulcânicas. Os afloramentos são escassos, na figura 4.2 observa-se os pontos onde foram feitas datações geocronológicas e os métodos utilizados por outros autores.

As idades obtidas mostram uma variação do Neoproterozoico ao Cambriano. A exceção é o granito Agua Blanca com idade 2182 ± 17 Ma (Thover *et al.* 2012), cuja idade é compatível com as idades do Cráton Rio de la Plata.

Contudo, as rochas que predominam referem-se a um evento magmático principal representado pelo Cerro do Corral (granito do tipo S) com idade de 607 ± 5.3 Ma (Rapela

et al. 2003) e $581 \pm 3\text{Ma}$ (Thover *et al.* 2012), Cerro Colorado (granito do tipo A) $531 \pm 4,1\text{ Ma}$ e San Marino (granito tipo A) $524 \pm 5,3\text{Ma}$ (Rapela *et al.* 2003).

Rochas vulcânicas também foram datadas, um bloco de diabásio no conglomerado da Fm. La lola no Cerro Pan de Azucar, foi datado em 613 Ma (Varela *et al.* 1990) e representa o magmatismo básico. O riolito La Ermita de idade 509 Ma (Rapela *et al.* 2003) representa o magmatismo félsico. Rapela *et al.* (2003) coloca o conjunto de rochas ígneas como parte de um magmatismo associado a um sistema rift que posteriormente gerou o espaço para deposição do grupo Curamalal, Cambro-Ordociano.

4.2 Sequências sedimentares do Paleozóico

Estas sequências foram divididas em três grupos com suas respectivas formações da base para o topo: Grp. Curamallal, Grupo Ventana e Grupo Pillahuíncó (Fig 4.3), Harrington (1947).

4.2.1 Grupo Curamalal

O Grupo Curamallal é dividido da base para o topo em Formação (Fm) La Lola, La Mascota, Trocadero e Hinojo (fig 4.3). Representa uma sucessão sedimentar de plataforma segundo Andreis *et al.* (1988). Basicamente é um empilhamento de quartzitos intercalados com meta-conglomerado basal (Fm. La Lola) e ardósias/filitos para o topo (Fm. Hinojo).

Dados de proveniência em zircões da Fm La Lola indicam predominância de área fonte Paleoproterozoica (2120 Ma) e uma contribuição menor de área fonte Cambriana (520Ma). A Fm. La Mascota apresenta predomínio de área fonte Cambriana 545 a 520 Ma, e menor contribuição de área fonte Paleoproterozoica (Ramos *et al.*, 2013).

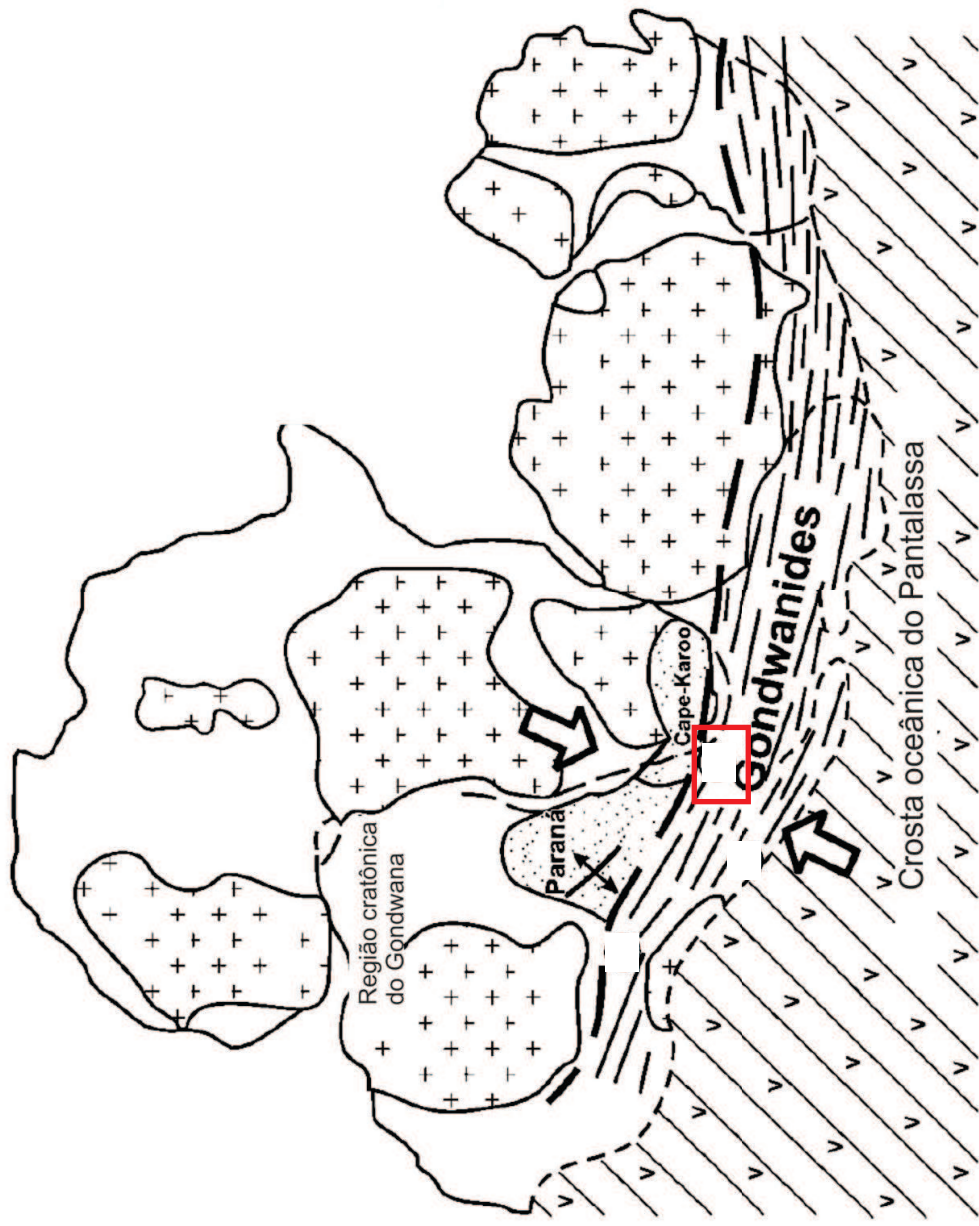


Fig 4.1 - Compilação de Powell (1993) e de Wit *et al.* (1988), após conceito de Du Toit (1927). Figura extraída de E. J. MILANI & M. J. DE WIT 2008. O mapa ilustra a reconstrução do Gondwana, marcando as bacias sedimentares (Paraná e Cape-Karoo), as regiões cratônicas, a crosta oceânica do Pantalassa e o cinturão Gondwanides. O retângulo vermelho representa a Sierra de la Ventana. As Setas determinam a direção de compressão.

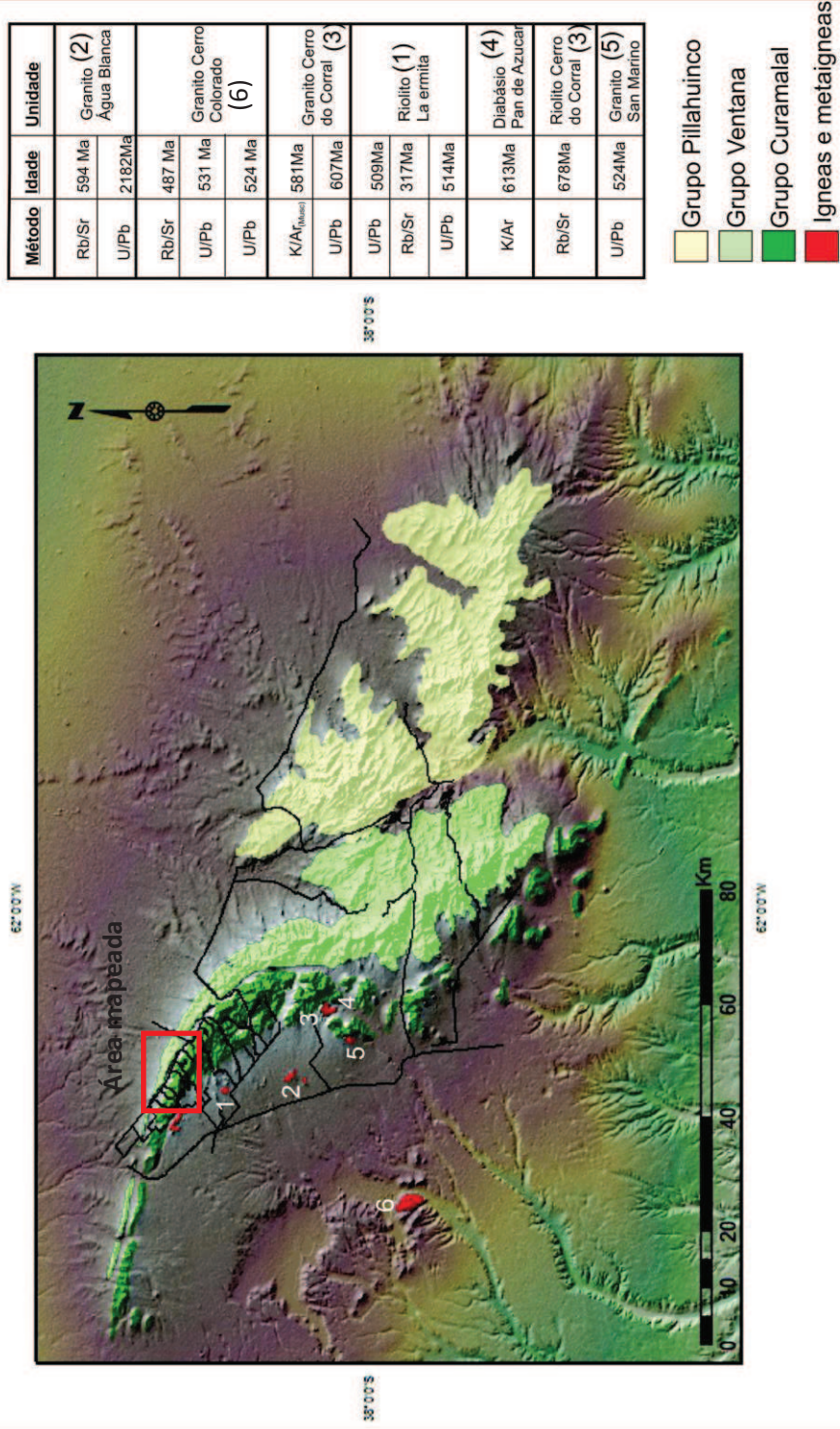


Fig 4.2- Mapa geológico das Sierras de la Ventana sobre imagem SRTM. A tabela ao lado é uma compilação de dados geocronológicos das rochas que compõem o embasamento dos metassedimentos. As idades foram baseadas nos trabalhos de Cingolani *et al.* (1987), Varela *et al.* (1990), Rapela *et al.* (2003) e Thover *et al.* (2012).

4.2.2 Grupo Ventana

O Grupo Ventana é dividido da base para o topo em Formação Bravard, Naposta, Providência e Lolén (fig 4.3). As Fm. Bravard e Naposta representam uma plataforma estável (Andreis *et al*, 1988), ocorrendo intercalação de meta-conglomerados e quartzitos (Fm Bravard) e quartzito homogêneo (Fm. Naposta).

As Fms. Providência e Lolen são marcadas pelo aumento da quantidade de filitos e ardósia intercalados aos quartzitos. Andreis *et al.* (1988) interpreta que o aumento de sedimentos mais finos representou uma instabilidade da plataforma.

Dados geocronológicos de zircões detríticos da Fm. Bravard mostram uma predominância de área fonte Cambriana (541 Ma) e picos menor contribuição de área fonte do começo do Neoproterozoico (1.0 Ga). Na Fm. Naposta o predomínio é de área fonte do Neoproterozoico (567 Ma) e picos de menor contribuição de área fonte Ordoviciano (473 Ma) (Ramos *et al*, 2013).

O topo do Grupo Ventana, Fm. Providência e Lolen já apresentam idades mais novas. Uriz *et al.* (2010) obteve uma idade de 476 Ma em zircões detrítico e considerou como sendo a idade mais jovem da Fm. Providência. E para Fm. Lolén a idade de 387 Ma para o zircão mais novo (Uriz *et al*, 2005).

No trabalho de Ramos *et al.* (2013) a Fm. Providência apresenta predomínio de áreas fontes do fim do Neoproterozoico (542Ma) e uma menor contribuição do início do Neoproterozoico (1.0Ga). A base da Fm. Lolen apresenta predomínio de idades do fim do Neoproterozoico (542 Ma). O topo tem predomínio de idades do Ordoviciano (475 Ma).

4.2.3 Grupo Pillahuíncó

O Grupo Pichahuíncó por sua vez, o mais novo da sequência, é dividido nas Formações Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete e Tunas (fig 4.3). A Fm. Sauce Grande é interpretada como um depósito glacio-marinho, com ocorrência de meta-diamictito com meta-arenito e meta-pelito intercalado.

O resto da sequência representa um momento de grande instabilidade da plataforma (Andreis *et al.*, 1988 e Ramos *et al.*, 2006). Marcada pelo aumento expressivo de ocorrência de meta-pelitos. Sua idade obtida pela datação de um meta-tufo é Carbonífero-Permiano (274 ± 10 Ma Thover *et al* 2007) e (284 ± 10 Ma Alessandretti *et al.*, 2013).

4.3 Geotectônica e geologia estrutural

Todos os grupos estratigráficos descritos anteriormente estão deformados e metamorfisados em baixo grau (fig 4.4). A idade e a causa do deste evento orogênico ainda é motivo debate. A figura 4.5 exhibe três seções geológicas regionais na *Sierra de La Ventana*, de distintos autores, mostrando a diversidade de interpretações.

Para alguns pesquisadores a deformação ocorreu em uma única fase deformacional que durou do Permiano Superior até o Triássico (Japas *et al.* 1988, a e b). Outros pesquisadores admitem que a deformação ocorreu de forma progressiva, tendo início no Devoniano superior ao Carbonífero Inferior e posteriormente continuou do Permiano inferior e durou até o Triássico Inferior (Tomezzoli 2012 e Tomezzoli e Cristallini 2004).

As primeiras ideias colocam o sistema Ventana como uma bacia do tipo aulacógena intracratônica (Harrington *et al.*, 1970; Kilmurray *et al.*, 1975; e Varela *et al.*, 1978), e sua deformação fruto da colisão de um paleo continente a sudeste com o Gondwana.

Nos trabalhos de Ramos *et al.* (1984, 1988), é proposto que o evento de deformação e metamorfismo estaria relacionado a colisão do paleo-continente Patagônia com o Gondwana.(fig 4.6).

O autor considera a Patagônia como um terreno alóctone a Sul. E representou a placa de cima em um sistema de convergência com subducção para S-SW do Gondwana. Esta hipótese foi fortalecida com o reconhecimento de rochas ígneas com assinaturas de arco magmático no terreno patagônico, com idades de 310 a 285 Ma (Ramos *et al.*, 2010), compatíveis com uma colisão Permiana.

Além disso, as evoluções cinemáticas e dinâmicas das *Sierras de La Ventana*, também são motivos de debate. Harrington (1947) considerou as *Sierras Australes de Buenos Aires* como um clássico exemplo de um cinturão de dobramentos com pouca ou nenhuma falha.

Já Cobbold *et al.* (1986), interpretaram que lineações de estiramento contidas na clivagem metamórfica representariam zonas de falha. Com isso trouxe novos dados para melhor entender em que sistema de tensões foram geradas as estruturas.

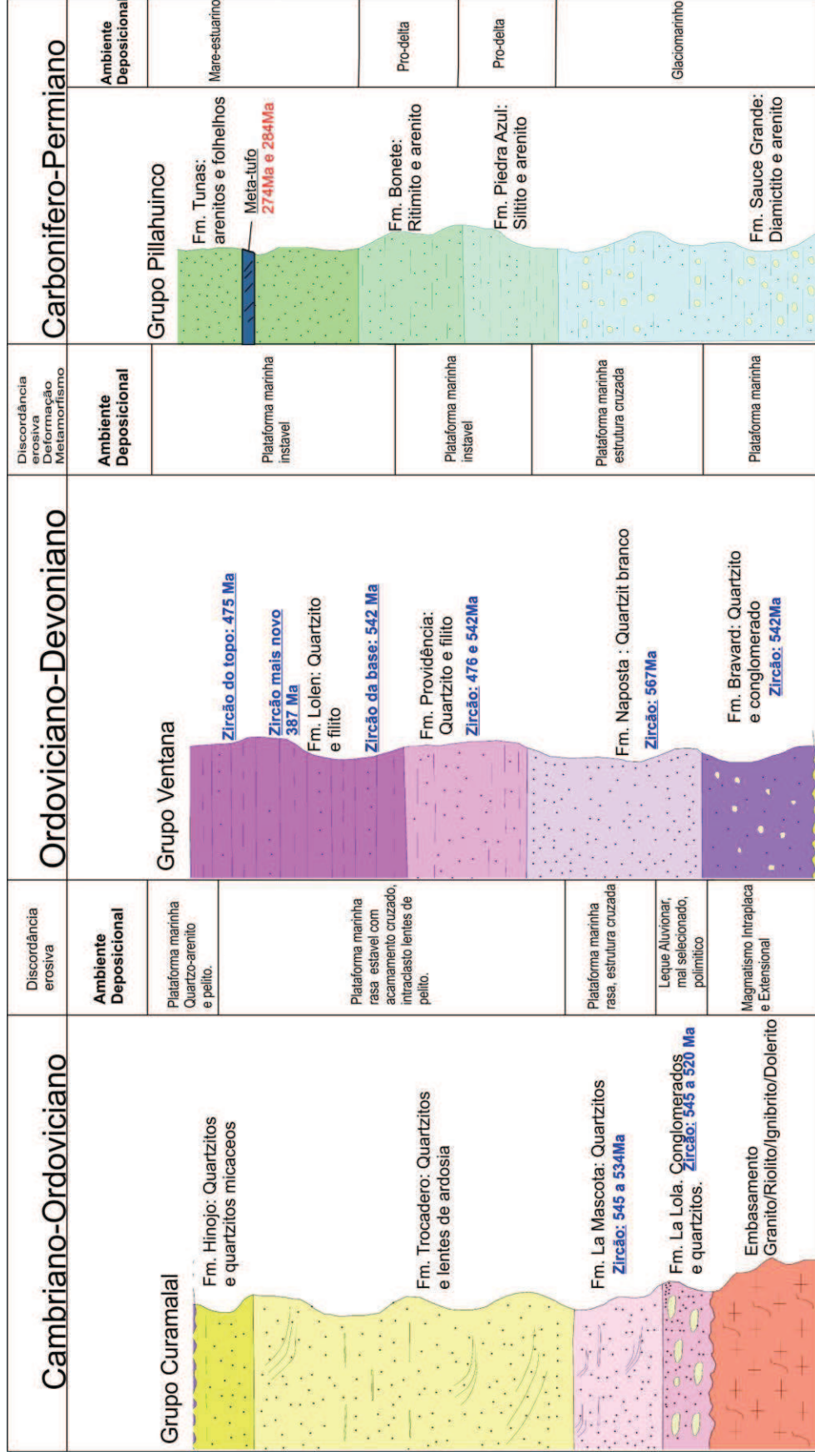


Fig 4.3. Coluna estratigráfica dos sedimentos depositados no Paleozoico da Sierra de La Ventana com os principais litotipos e ambientes sedimentares, baseado em Harrington (1947). Em vermelho são apresentadas as idades de cristalização dos tufos e em azul as idades de proveniência mais jovens obtidos em zircão detrítico. Dados geocronológicos baseado em Uriz *et al.* (2005), Thover *et al.* (2007), Uriz *et al.* (2010), Ramos *et al.* (2013) e Alessandretti *et al.* (2013).

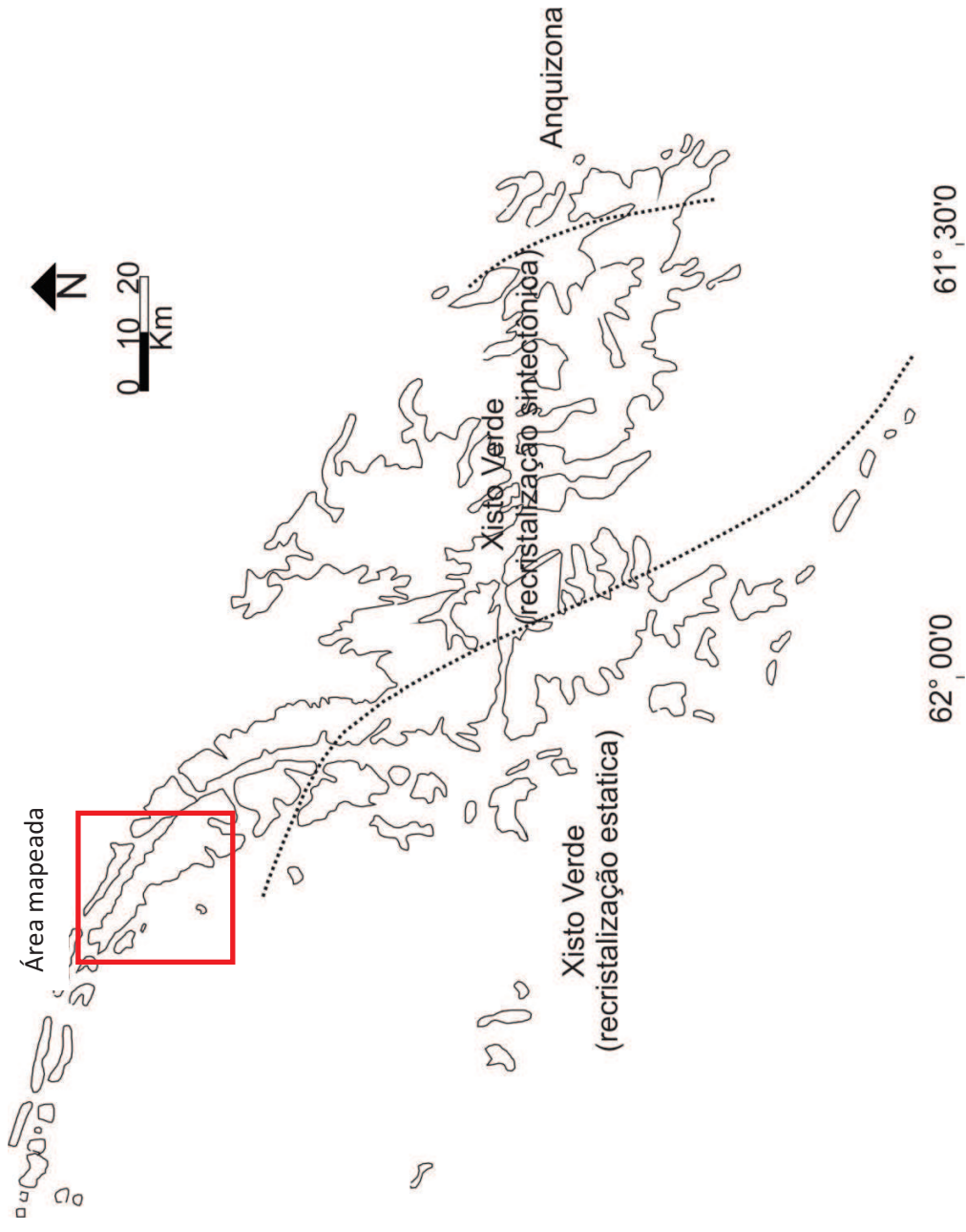


Fig 4.4 –. Mapa metamórfico da Sierra de la Ventana. Fácies xisto verde com recristalização distintas e Anquizona.
Von Gosen *et al.* 1990

Através de dados de campo e microestruturais em lâminas petrográficas, Cobold *et al.* (1986), Rossello *et al.* (1997) e Japas, (1999), propuseram que as estruturas secundárias foram geradas em um sistema transpressivo dextral. Outros autores, no entanto, propõem que o sistema era transpressivo sinistral, Sellés Martínéz, (1989).

Através de seções transversais em partes do cinturão Tomezzoli e Cristallini (2004), buscaram discutir a importância das falhas na estruturação da *Sierra de La Ventana*. O seu trabalho traz novas discussões sobre o posicionamento estratigráfico das unidades no espaço.

Segundo Tomezzoli *et al.* (2004), as unidades mais jovens estão estruturalmente por baixo das mais velhas, propondo um modelo de falhas de empurrão marcando o contato entre as unidades (fig 4.5).

No entanto Japas (1989) e Von Gosen *et al.* (1990), defendem a ideia de que o contato entre estas unidades não é por falha e sim por dobras assimétricas, podendo apresentar flancos revirados. Ambos os trabalhos reconhecem a existência de falhas, mas não as colocam diretamente relacionadas ao contato entre as unidades mapeadas (fig 4.5).

Nos próximos capítulos serão apresentados os dados e os resultados obtidos.

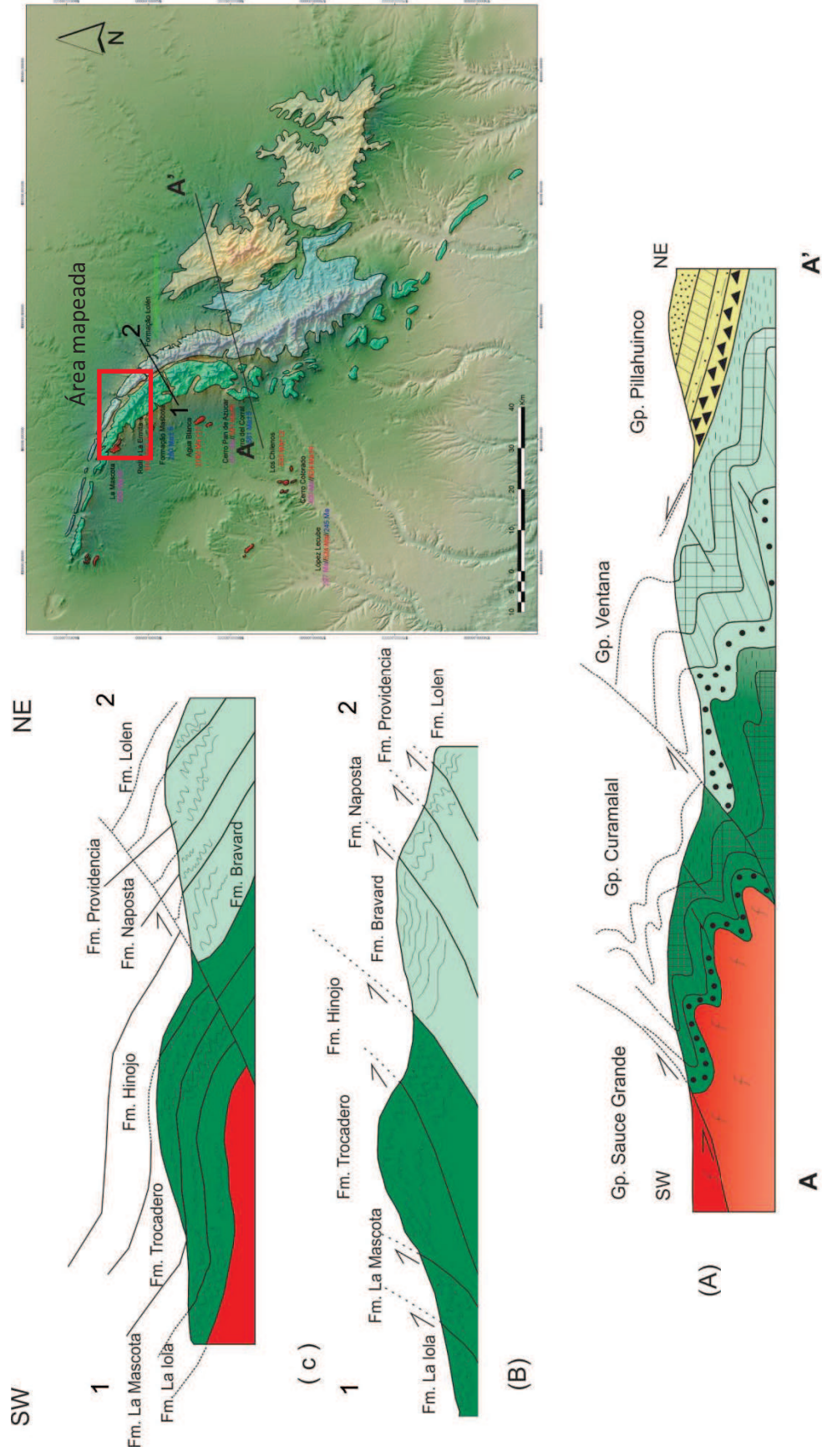


Fig. 4.5 - (A) Seção esquemática A-A' passando por todas as unidades das Sierras de La Ventana. (B) Seção 1-2 na Abra del Agua Blanca que mostra o contato entre as unidades marcado por dobras, apenas com a falha no vale. (C) Seção 1-2 na Abra del Agua Blanca que mostra o contato entre as unidades marcado por falhas. B e C baseado em Tomezzoli e Cristallini, (2004).

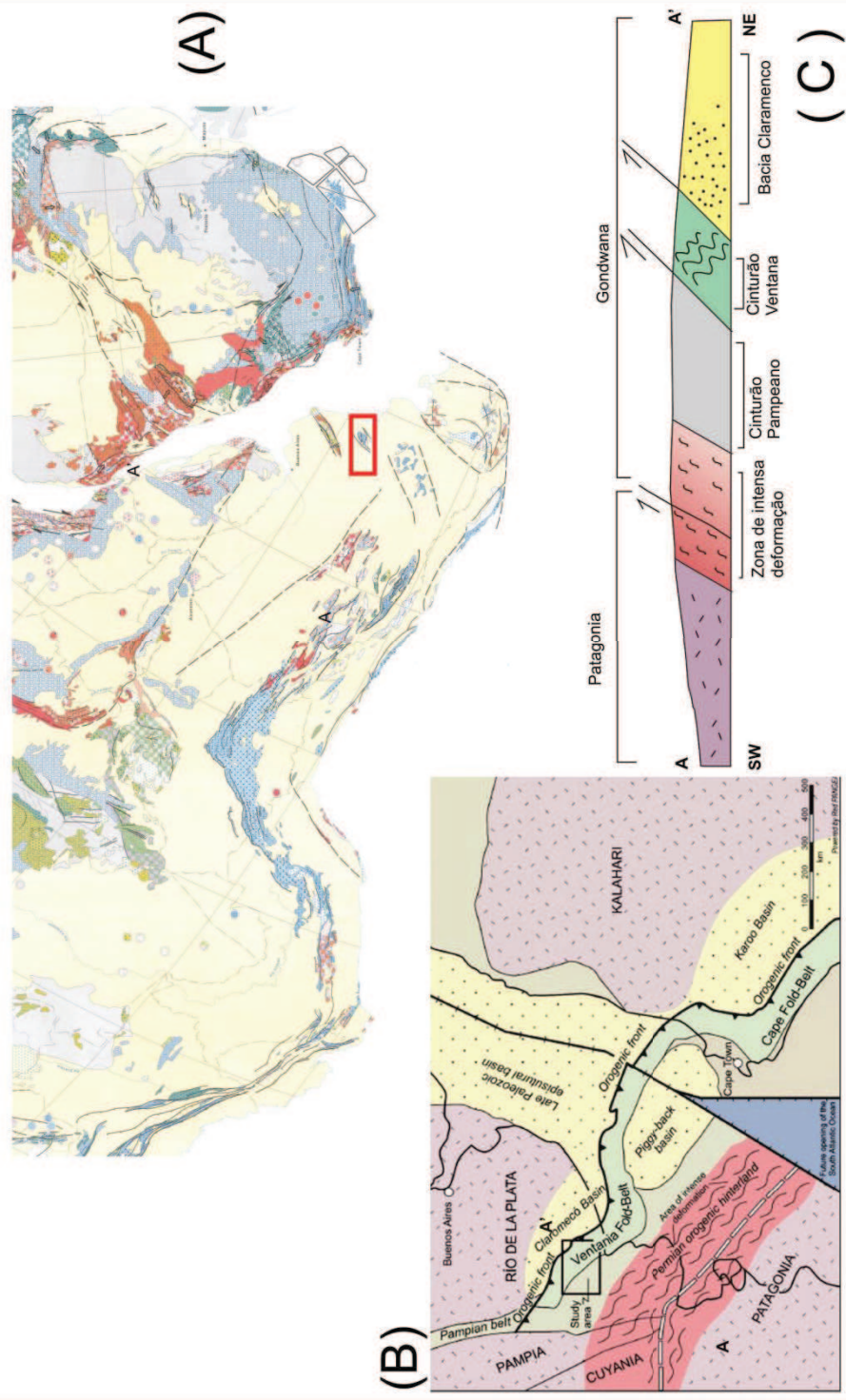


Fig-4.6 -(A) Mapa geodinâmico de Urung *et al.* (1996), em vermelho está localizado a *Sierra de La Ventana*. (B) Reconstrução geológica e paleogeográfica de parte da margem sul do Gondwana (Pangaro *et al.*, 2012). (C) Seção geológica A-A' baseado no mapa (B), em escala exagerada.

5. UNIDADES GEOLÓGICAS DE MAPEAMENTO

Neste trabalho foram reconhecidas as mesmas unidades descritas por Harrington (1947). O Grupo Sauce Chico, formado por granitos, riolitos e gnaisses é considerado o embasamento da bacia que deu origem aos sedimentos paleozoicos dos Grupos Curamalal e Ventana. A distribuição destas unidades em mapa está no Anexo A.

A área alvo deste trabalho não apresenta a Formação Lolén, topo do Grupo Ventana, nem rochas do Grupo Pillahuincó. Neste ítem serão apresentadas as principais características de cada unidade.

5.1. Meta-ígneas – (Grupo Sauce Chico).

O embasamento da área mapeada é representado pelo meta-riolito La Ermita, com idade U-Pb 509 ± 5.3 Ma (Rapela *et al.* 2003) que ocorre intensamente deformado. Foi mapeada uma rocha meta-ígneas de caráter sub-vulcânico.

A rocha possui coloração cinza esverdeada e textura inequigranular porfirítica, (fig 5.1). Seus fenocristais são de K- feldspato, e em sua matriz é possível observar anfibólio preto, do tipo hornblenda. Localmente ocorrem zonas de maior deformação marcadas pelo estiramento de veios de quartzo (fig 5.2).

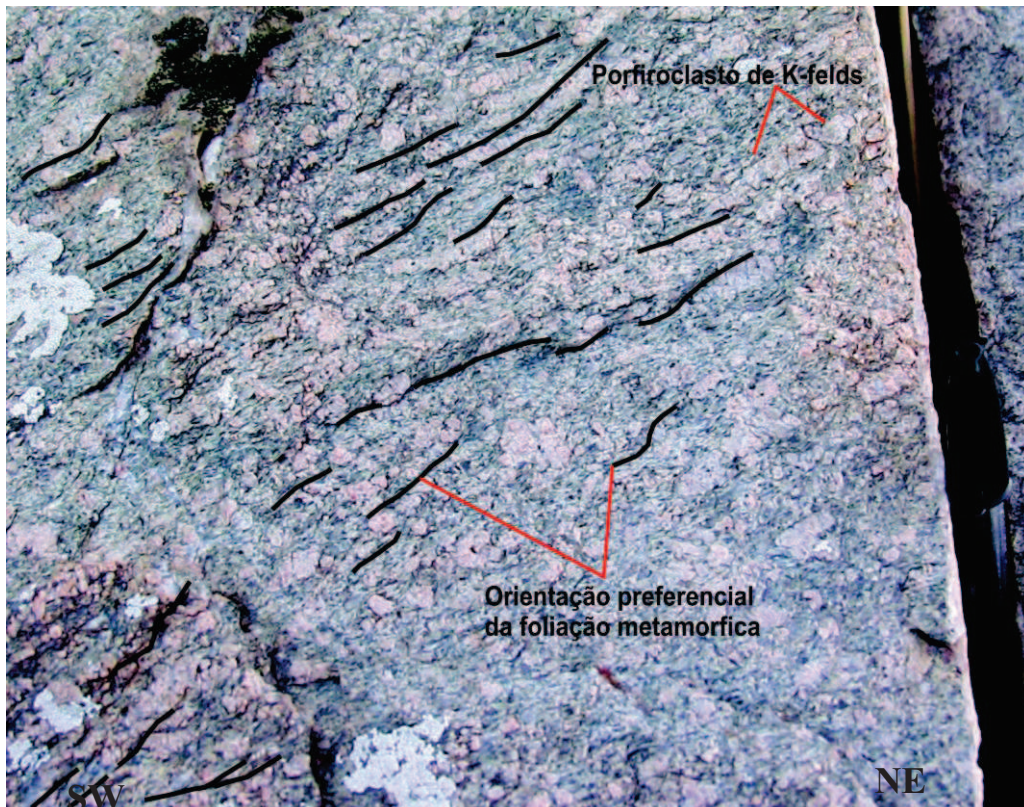


Fig 5.1. Foto da rocha meta-sub-vulcânica, com fenocristais de K-feldspato rosados com forma amendoada e outros euédricos, com incipiente formação de foliação metamórfica.

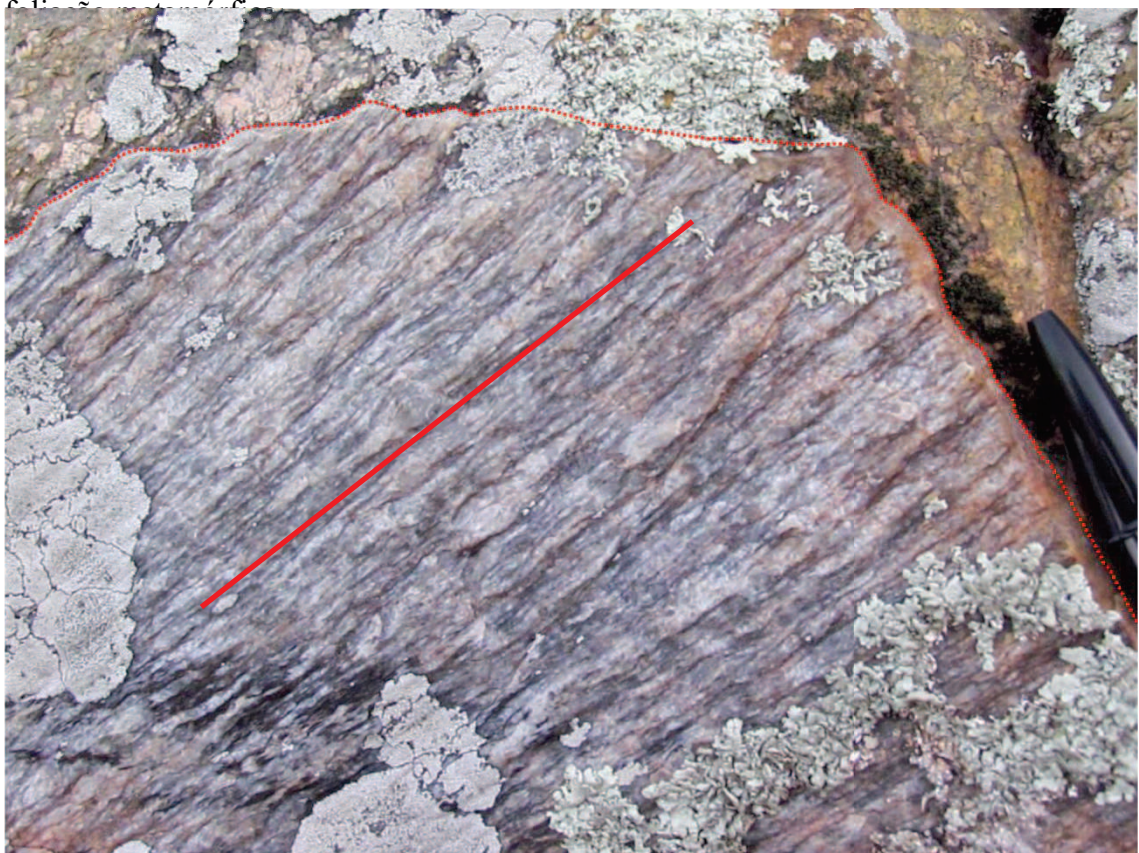


Fig. 5.2 – Veio de quartzo (linha vermelha tracejada) deformado e com lineação de estiramento bem marcada (linha vermelha).

Em lâmina o aspecto sub-vulcânico da rocha é mais evidente. Foram descritos anfibólios azuis e sua matriz é bem fina e está orientada (fig5.3) e contornando os K-feldspatos. Os fenocristais de K-feldspato apresentam a borda arredondada.

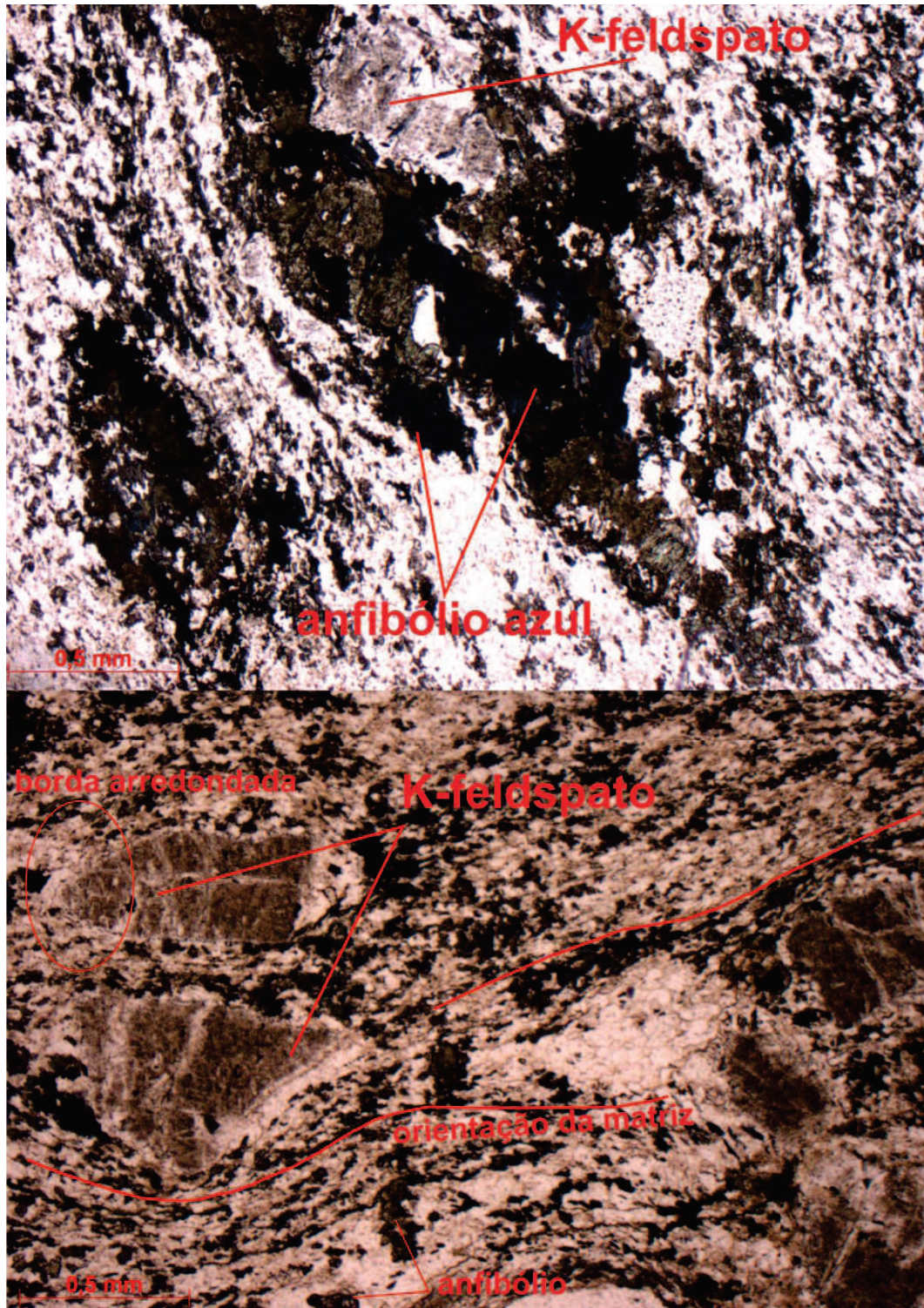


Fig 5.3 – Foto superior mostra o anfibólio azul junto ao anfibólio verde e um fenocristal de K-feldspato retangular. Na foto inferior se observa melhor a borda arredondada do K-feldspato e matriz mais fina contornando os fenocristais. A orientação pode ser ígnea ou metamórfica, não foi possível determinar. Luz normal.

5.1.2 Meta-conglomerado e quartzito grosso (Formação La Lola).

A Formação La Lola é a base do Grupo Curamalal , apresenta contato tectônico com o embasamento no Cerro Pan de Azúcar. É formada por meta- conglomerado na base (fig 5.4), quartzito grosso e grânulo quartzito (fig 5.6A) para o topo.

A facies conglomerática grossa na base da formação, não apresenta continuidade lateral. Possui blocos de rochas do embasamento e de quartzito. Os seixos e blocos em sua maioria são arredondados, pouco angulosos.

A proporção de clastos tamanho areia em relação ao grânulo e ao seixo aumenta em direção ao topo da formação, caracterizando uma grano-decrescência (fig 5.5).

Na facies conglomerática e nos quartzitos grossos é comum a ocorrência de estratificação cruzada (fig 5.6B), e em alguns casos há orientação de seixos imbricados indicando o sentido da paleo-corrente. As medidas de paleo corrente em sua maioria são para oeste – sudoeste.

Primeiramente a unidade foi interpretada como um sistema aluvionar por Harrington (1947,1972). Posteriormente Andreis *et al.* (1989) interpretaram os conglomerados basais como parte de um sistema de praia com alta energia, apresentando muito seixos de contribuição de rochas do embasamento.

Zavala *et al.* (2000) dividiram a formação em sete fácies, e interpretaram a unidade como um sistema fluvio-deltaico com re-trabalhamento por maré.

A espessura estimada por Andreis *et al.* (1996) é de 100 m.

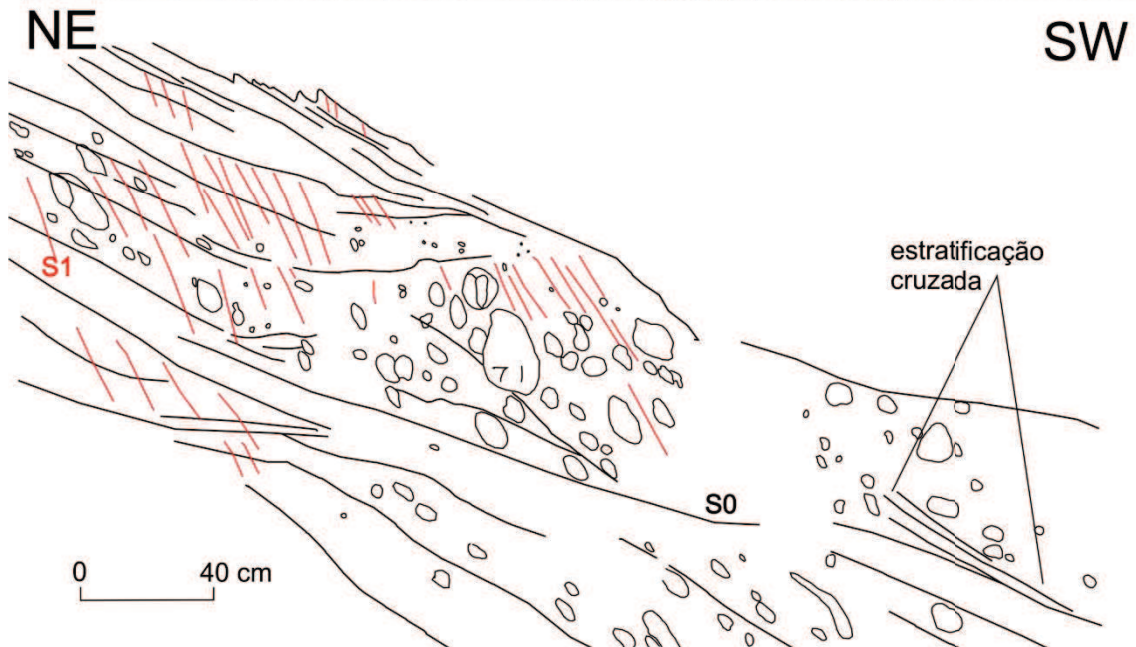


Fig 5.4 – Fácies conglomerática da Formação La Lola. Ao fundo se observa o Cerro Pan de Azucar, com conglomerados semelhantes. O desenho esquemático mostra a variação no conteúdo de clastos e a estratificação cruzada, o acamamento (S_0) em preto e a clivagem (S_1) em vermelho formando ângulo entre si. Tanto S_0 quanto S_1 mergulham para SW.

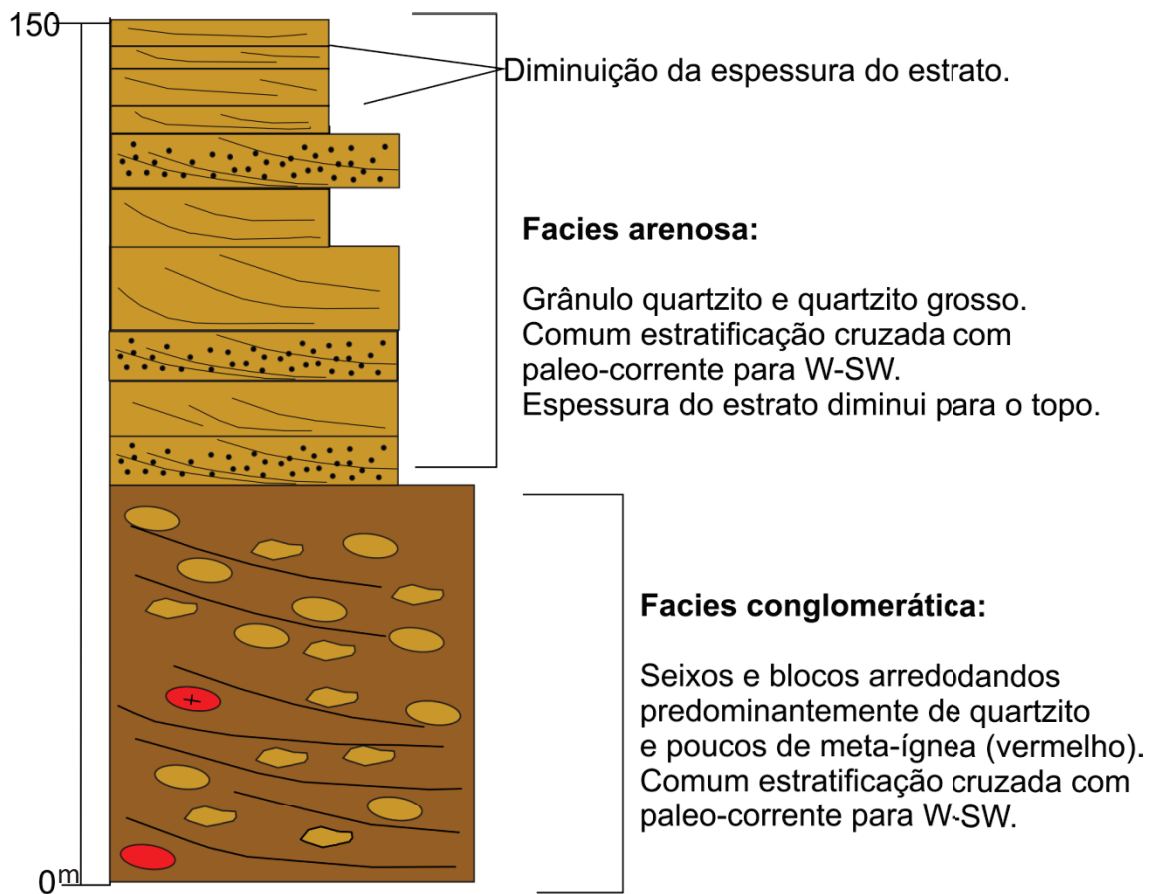


Fig 5.5- Perfil esquemático ilustrando o empilhamento sedimentar observado na Formação La Lola. A base com fácies conglomerática e topo mais arenoso, com diminuição de espessura do estrato. Empilhamento grano-decrescente.



Fig 5.6 – (A) Granulo quartzito dentro da Formação La Lola. (B) Estratificação cruzada em quartzito grosso que aflora no Cerro Pan de Azúcar.

5.1.3 Quartzito de camada fina (Formação La Mascota)

A Formação La Mascota está posicionada estratigraficamente acima da formação La Lola. O contato com a Formação La Lola é do tipo gradacional. A diminuição da espessura dos estratos e ausência de meta-conglomerados, marca o início da Formação La Mascota.

É formada por quartzitos esbranquiçados finos a médios em camadas tabulares finas, em média com 5 cm de espessura (fig 5.7). Diferencia-se dos quartzitos da Formação La Lola pela espessura dos estratos e por apresentar poucas camadas lenticulares de meta-siltito.

Nesta unidade foi observada estratificação cruzada indicando paleo- corrente para oeste-sudoeste. Localmente ocorre intraclastos de filito nas camadas de quartzito.

O ambiente de deposição proposto por Andreis *et al.* (1996) para esta formação é de plataforma rasa estável, indicado pela monotonia da sucessão de quartzitos com pouco ou nenhum pelito. A espessura estimada por Andreis *et al.* (1996) é de 200 m.



Fig 5.7. Formação La Mascota. Quartzitos com camadas finas de até 5 cm de espessura.

5.1.4 Quartzito espesso (Formação Trocadero)

A Formação Trocadero apresenta contato gradacional com Formação Mascota. O aumento de espessura dos estratos e da quantidade de ardósias e filitos e o aparecimento de acamamento cruzado são as principais características da Formação Trocadero.

É formada por quartzito grosso a médio, com camadas tabulares de espessura variando de 15 a 35 cm. Ocorre acamamento cruzado (fig 5.8) muitas vezes formando feições sigmoidais. Foram observados lentes e intraclastos de filito (fig 5.9).

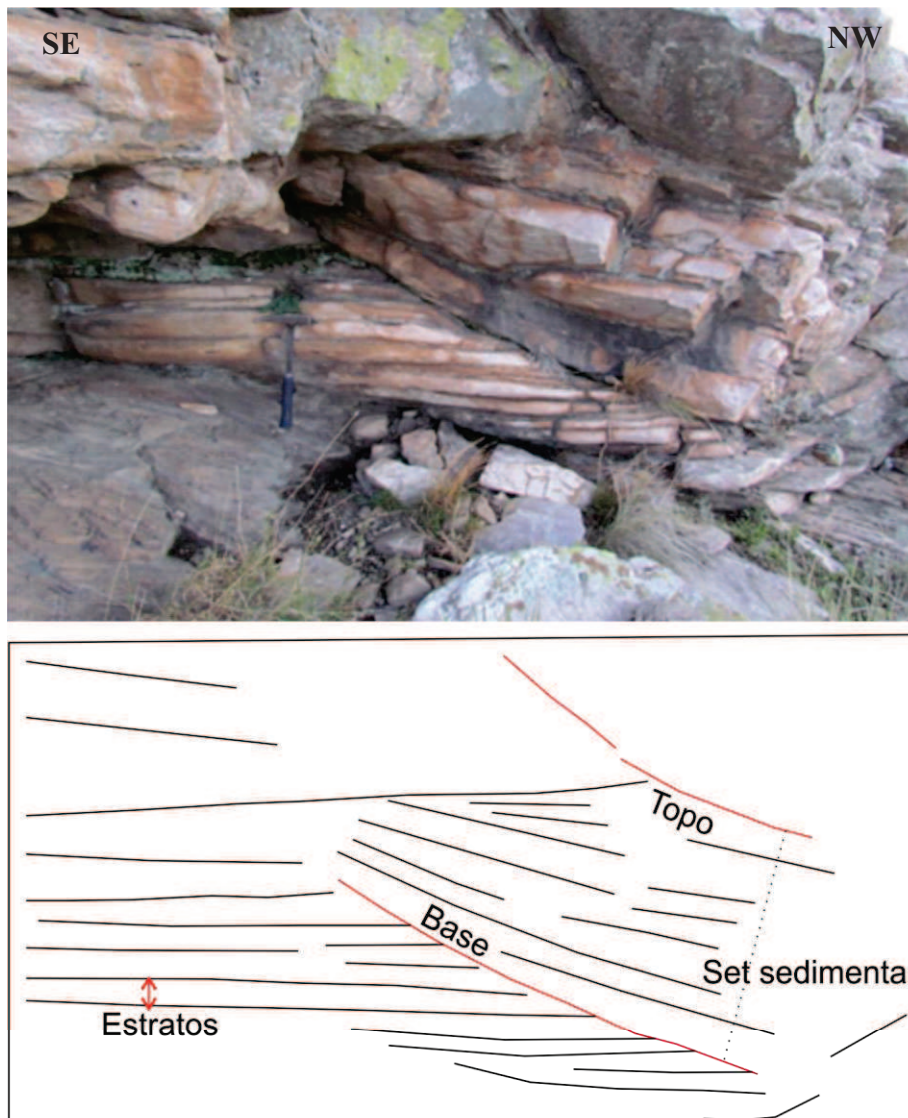


Fig 5.8- Formação Trocadero. Set sedimentar limitado pela base e o topo (desenho esquemático). As camadas que definem o set sedimentar formam o acamamento cruzado. A foto representa a parte frontal de um bloco diagrama de acamamento cruzado. O sentido de paleo-corrente perpendicular a foto, sentido SW.



Fig 5.9 – Formação Trocadero. Camadas espessas de quartzito com níveis de intraclastos de ardósia/filito de coloração roxa.

Dentre todas as formações esta é a que apresenta estratos mais espessos, sendo esta a característica que melhor o diferencia das outras formações. O ambiente deposicional proposto por Andreis *et al.* (1996) também é de plataforma estável.

A espessura estimada por Andreis *et al.* (1996) é de 800 m.

5.1.5 Quartzito roxo com forte clivagem (Formação Hinojo)

A Formação Hinojo é o topo do Grupo Curamalal. O seu contato com a Formação Trocadero é transicional. O aumento de filito, a diminuição da espessura dos estratos e a forte clivagem são as principais características da Formação Hinojo.

É formada por quartzito médio de coloração roxa, resultado da existência de opacos e intercalações e intraclastos de filito. Ocorre em camadas tabulares com 10 cm de espessura. O desenvolvimento de clivagem nessa rocha (fig 5.10) está diretamente relacionado ao maior conteúdo de filito.

Veios de quartzo também são comuns, podendo estar relacionados a zonas mais próximas de falhas (fig5.11A), e localmente desenvolvendo rods de quartzo(fig5.11B).

O paleo-ambiente sedimentar proposto por Andreis *et al.* (1996), é de plataforma estável, e a espessura calculada é de 150m, enquanto Ramos *et al.* (2013) adota 200m para a Formação Hinojo.

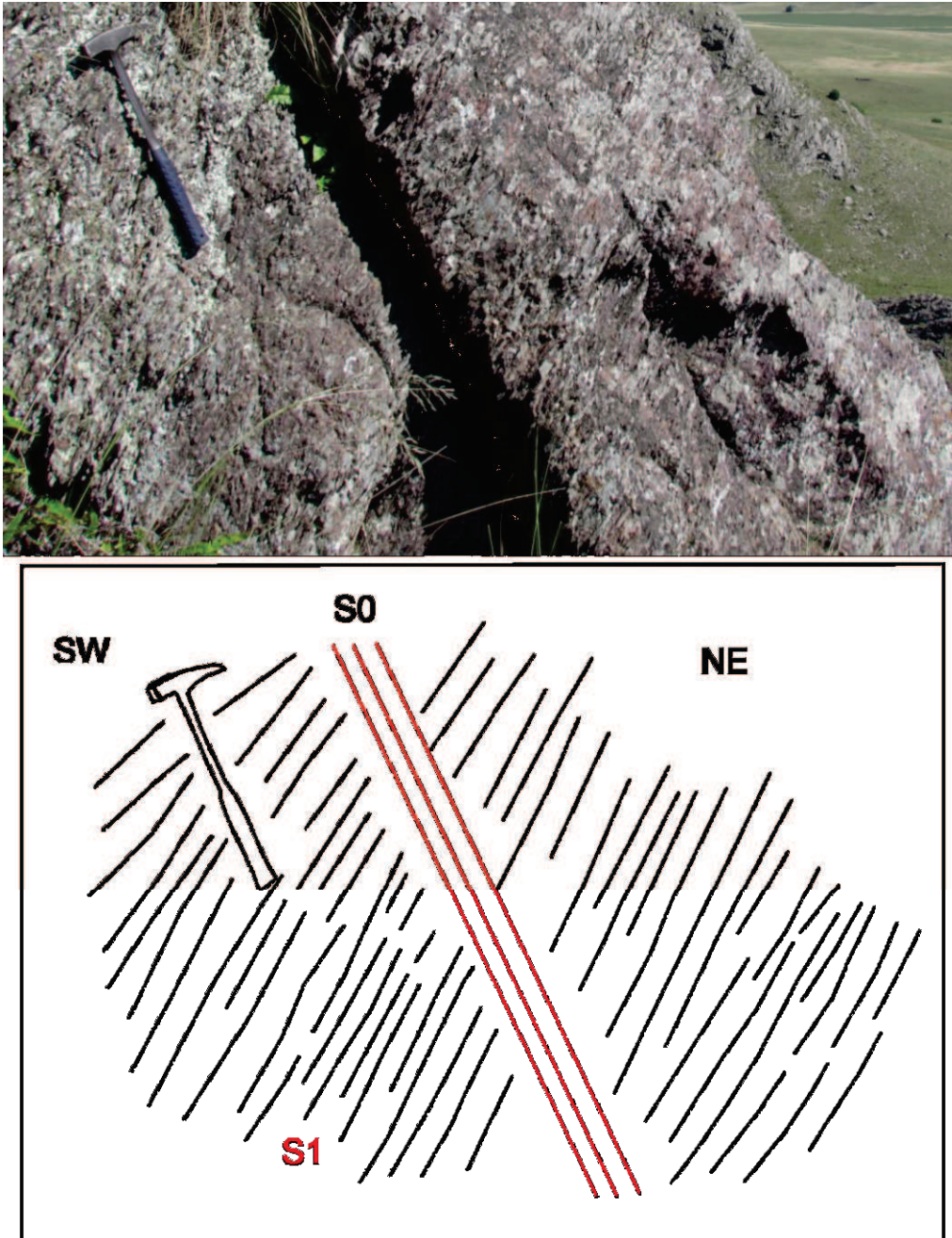


Fig 5.10 – Formação Hinojo. Quartzitos roxos com forte clivagem (S1) em preto, formando ângulo com o acamamento (S0) em vermelho. O S0 mergulha em sentido oposto a clivagem.

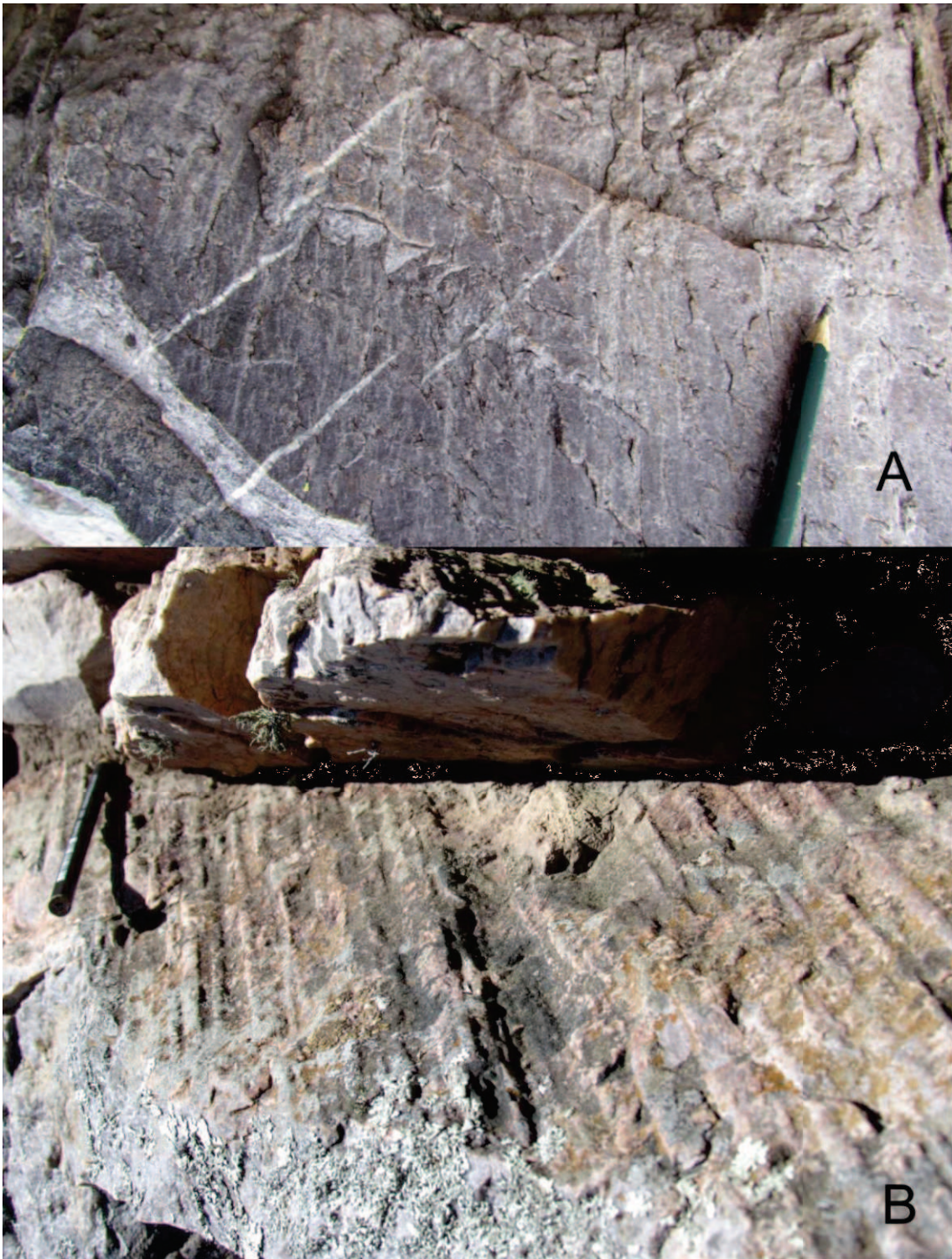


Fig 5.11 – Formação Hinojo. (A) Quartzito roxo com veios de quartzo de espessura milimétrica a centimétrica. (B) Quartzito roxo com formação de *rods* de quartzo. Afloramento nas proximidades do vale que separa o Grupo Curamalal e Ventana. Neste vale passa uma falha regional que separa os dois Grupos.

5.1.6 Quartzito grosso (Formação Bravard)

A Formação Bravard é a base do Grupo Ventana. Seu contato com a Formação Hinojo, topo do Grupo Curamalal, não foi observado. Entre os dois grupos existe um vale onde provavelmente ocorre uma falha regional (Cobbold *et al* 1991). Por este motivo o contato é interpretado como tectônico.

É formada por quartzito grosso e grânulo quartzito (fig 5.12), localmente com seixos. Suas camadas apresentam geometria tabular e é rara a ocorrência de estratificação cruzada. Em outras porções da serra são descritos meta-conglomerados, mas na área que abrange o trabalho estes não foram encontrados.

Distingue-se da Formação La Lola pelo tamanho de seus clastos, no caso bem menores que os do conglomerado do Grupo Curamalal. Os clastos são predominantemente de quartzito, são angulosos e em média com 5 cm de diâmetro (fig 5.13). A coloração do quartzito é branco avermelhado.

O paleo-ambiente sedimentar proposto por Andreis *et al* (1996) é de plataforma estável, assim como para as unidades do Grupo Curamalal. A espessura média calculada por Andreis *et al*. (1996) é de 250 m, no trabalho de Ramos *et al*. (2013) o valor proposto é de 200 m.



Fig 5.12 – Formação Bravard. Quartzito branco avermelhado com grânulos de quartzo.



Fig 5.13- Formação Bravard. Quartzito branco avermelhado com seixo anguloso de quartzo (círculo azul).

5.1.7 Quartzito branco (Formação Naposta)

O contato da Formação Naposta com a Formação Bravard é bem nítido. É marcado pelo afinamento da granulometria e pela coloração branca dos quartzitos diagnóstica da Formação Naposta (fig5.14).

É formado por quartzito fino a médio de coloração bem branca. Suas camadas são tabulares em média com 5 cm de espessura. É predominantemente maciço com rara estratificação cruzada.

Traços fósseis do tipo *Daedalus*, *Corophioides* e *Diplocraterion* foram descritos por Dimieri e Japas (1986) e Buggisch (1986,1987). A datação relativa posiciona esta unidade no Ordoviciano. Andreis *et al.* (1996) calcularam uma espessura de 400 m para a Formação Naposta, a mesma calculada por Harrington (1947).

O paleo-ambiente sedimentar proposto para esta formação é de plataforma estável (Andreis *et al.*, 1996).



Fig 5.14 – Contato da Formação Bravard (à direita) com a Formação Naposta (à esquerda). A diferença de coloração entre as unidades marca muito bem o contato. A Formação Naposta é composta dos quartzitos mais brancos.

5.1.8 Quartzito com camadas de filito (Formação Providencia)

O contato entre a Formação Naposta e a Formação Providencia é do tipo gradacional. A Formação Providencia apresenta quartzito mais cinza e camadas de filito avermelhado. Os filitos foram observados com maior clareza na Formação Providencia.

É formada por quartzito fino a médio de coloração branca. Predominantemente maciço com rara estratificação cruzada e disposto em camadas tabulares. Diferencia-se da Formação Naposta por apresentar camadas de até 10 cm de filitos de coloração vermelha (fig 5.15).

Os filitos são formados por micas brancas, e pouco quartzo. Ocorrem extremamente deformados. Em uma lâmina foi observada clivagem de crenulação dobrada (fig 8.16- vide capítulo 8).

A espessura calculada em Andreis *et al.* (1996) é de 300 m e o paleo-ambiente proposto é de plataforma instável justificado pelo aparecimento de pelitos no sistema deposicional.

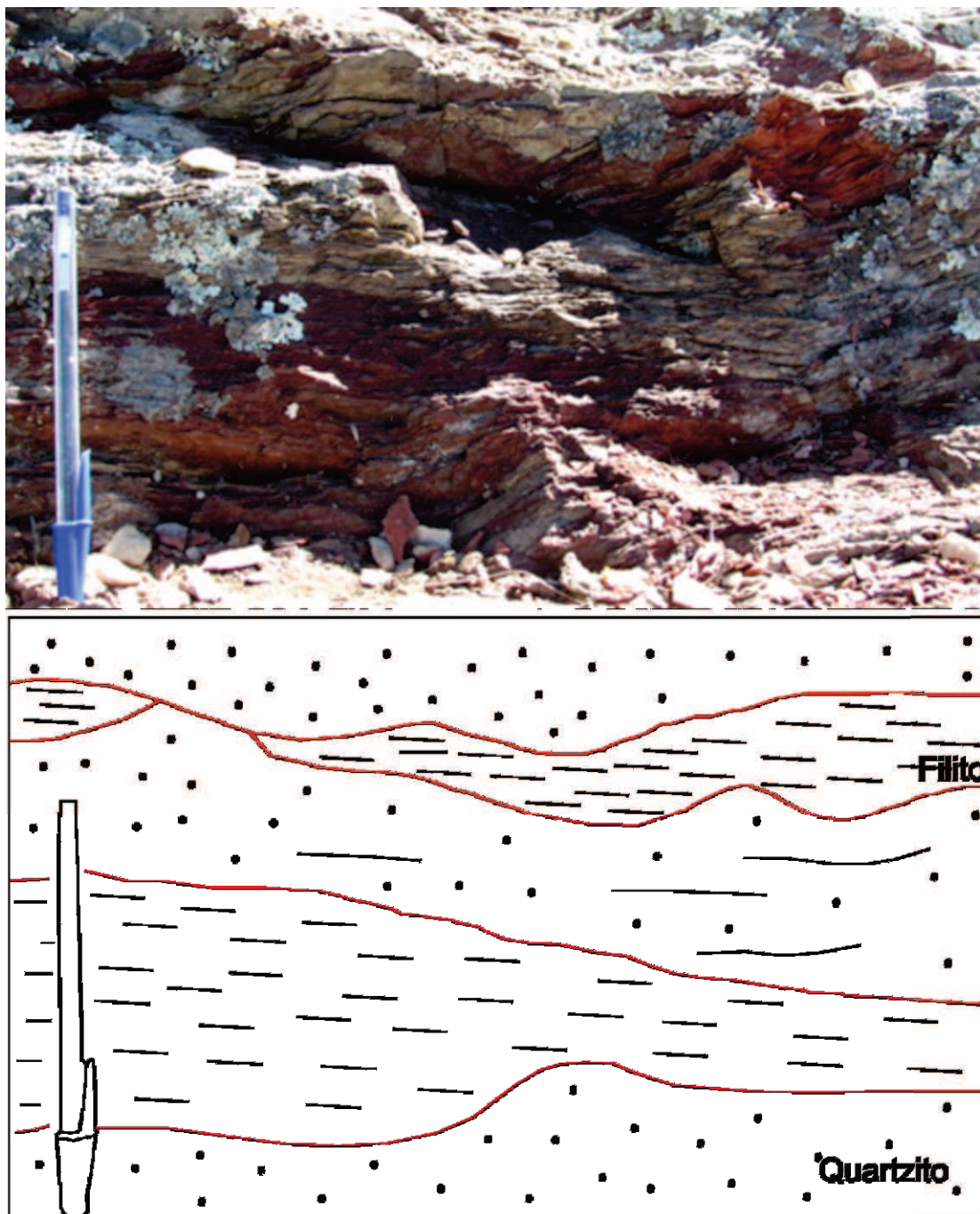


Fig 5.15 - Formação Providencia. Quartzito com intercalações de filito avermelhado com até 10 cm de espessura.

6-Geologia Estrutural

As estruturas medidas foram agrupadas em primárias (ex. acamamento sedimentar (S_0), e secundárias (ex. plano axial e eixo de dobra, lineação de deslizamento entre planos (E_d), clivagem (S_1), lineação de interseção e plano e estria de falha). As estruturas primárias estão relacionadas à origem da rocha enquanto que as secundárias forma geradas como resposta a eventos tectônicos.

A partir da interpretação das estruturas secundárias foi possível determinar duas fases de deformação. A primeira de caráter dúctil-ruptil (D1) e a segunda puramente rúptil (D2).

6.1 Estruturas primárias

O acamamento sedimentar ocorre bem preservado em todas as unidades de origem sedimentar. Uma das formas de reconhecer a estrutura é pela variação da espessura dos estratos sedimentares, facilmente observada nos quartzitos da formação Trocadero (fig 6.0).

Outra estrutura primária é a estratificação cruzada, onde camadas mais finas formam sigmoides e são truncados no topo do set pela erosão da camada sobrejacente (fig 6.1).

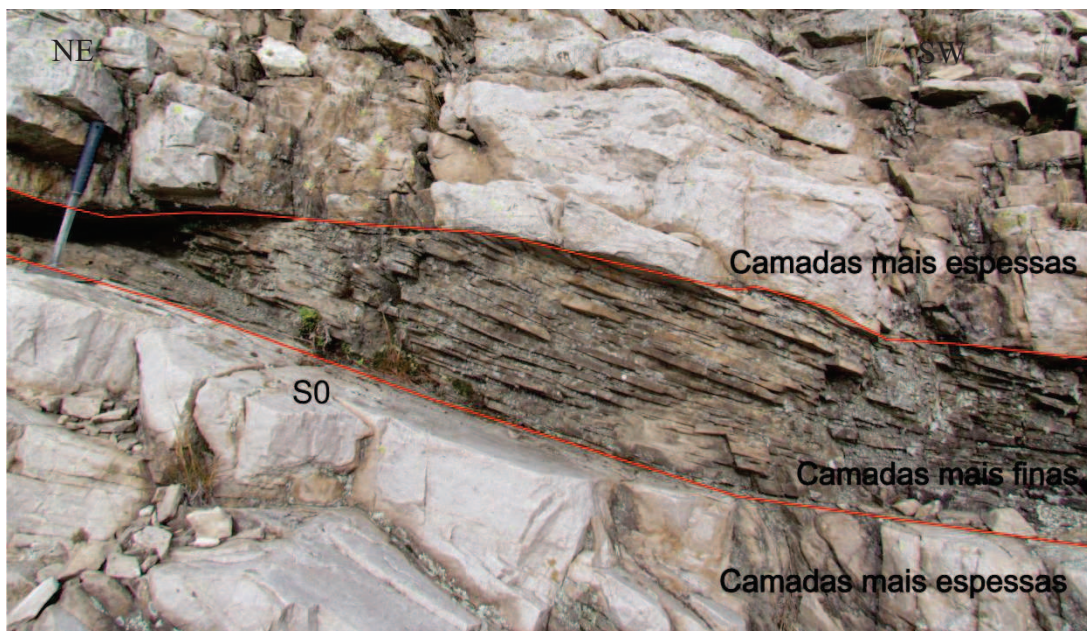


Fig 6.0 – Formação Trocadero. A foto mostra a variação da espessura dos estratos dentro da mesma unidade marcando o acamamento sedimentar.

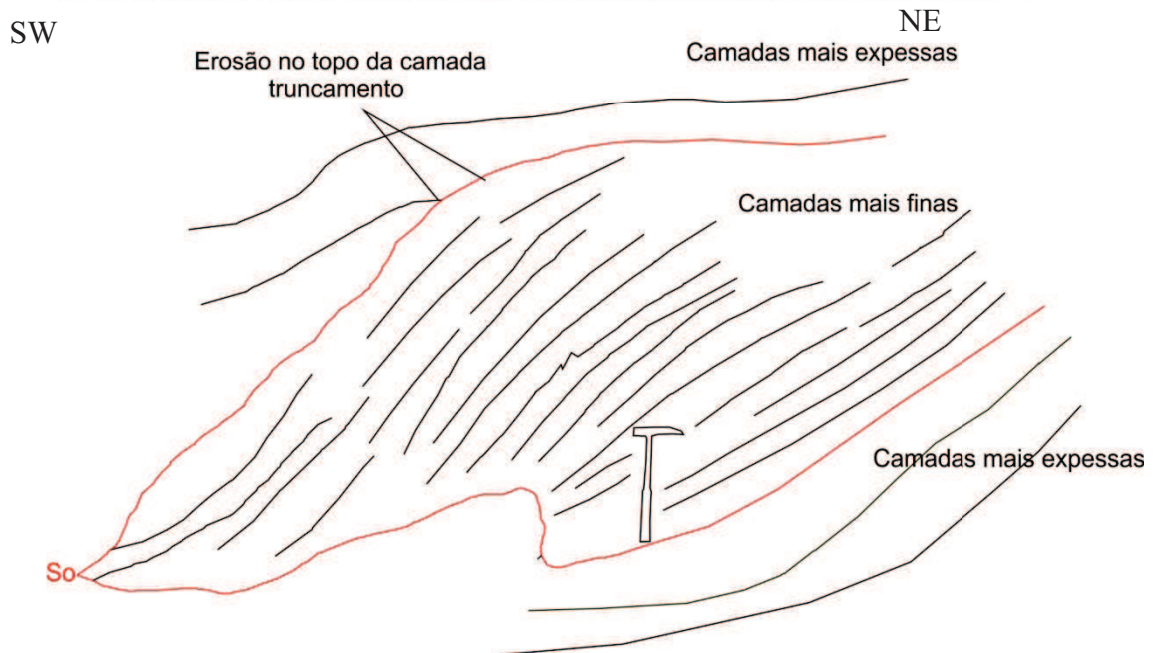


Fig 6.1 – Formação Trocadero. Variação de espessura dos estratos interna nas camadas. Essa variação marca claramente o S_0 . As camadas mais finas apresentam acamamento cruzado com geometria sigmoidal.

As medidas do acamamento sedimentar (S_0) apresentam direção NE-SW com mergulhos variados para SW e NE, predominantemente para SW. O estereograma da fig 6.2 ilustra a distribuição dos polos dos planos medidos do acamamento sedimentar. A distribuição heterogênea ocorre devido ao dobramento das camadas na fase D1.

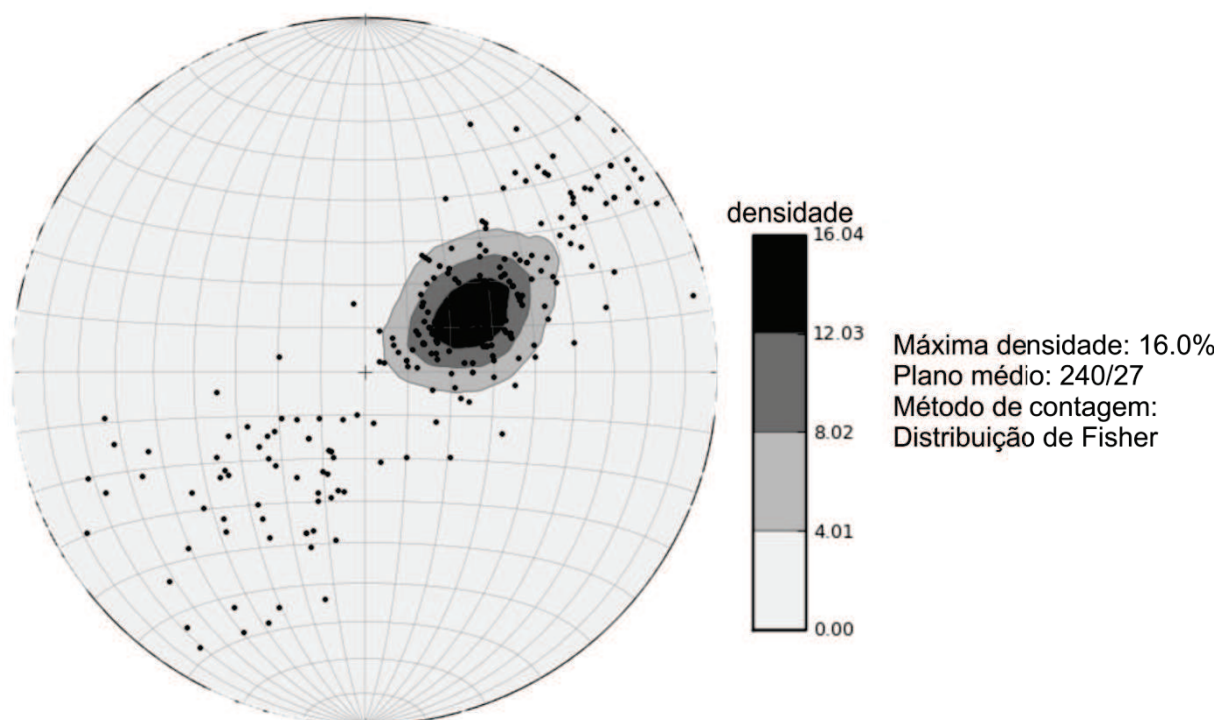


Fig 6.2 – Estereograma dos polos dos planos do acamamento sedimentar (S_0). Com isolinhas de densidade. $n=262$.

6.2 Estruturas da primeira fase de deformação (D1):

As estruturas secundárias mais proeminentes e abundantes em todas as escalas na Sierra de La Ventana são as dobras. Estas belas estruturas dobram o acamamento S_0 , portanto foram atribuídas a uma fase de deformação D1.

Esta fase deformacional gerou além das dobras de diversas morfologias, lineações, clivagem e falhas. Esta última reforça que o comportamento reológico das unidades mapeadas era de caráter dúctil-ruptil durante D1.

6.2.1- Dobras (F_1)

A diversidade na morfologia das dobras observadas na *Sierra de La Ventana* é produto da diferença de espessura de estratos, assim como da variação composicional entre as litologias.

As unidades com camadas mais espessas apresentam dobras com charneira mais arredondada (Fm. Trocadero), enquanto as unidades com camadas mais finas formam chevron (fig 6.3). As litologias com mais conteúdo de filossilicatos e com

camadas finas (ex Fm. Hinojo) apresentam dobras com charneiras mais pontiagudas tipo chevron (fig 6.3).

As diferenças de espessura de camada e na quantidade de mica são características que auxiliam a separar as unidades, no entanto o contato é gradacional. A mudança da morfologia das dobras em um curto espaço auxilia a marcar melhor o contato entre duas Formações(fig6.4)

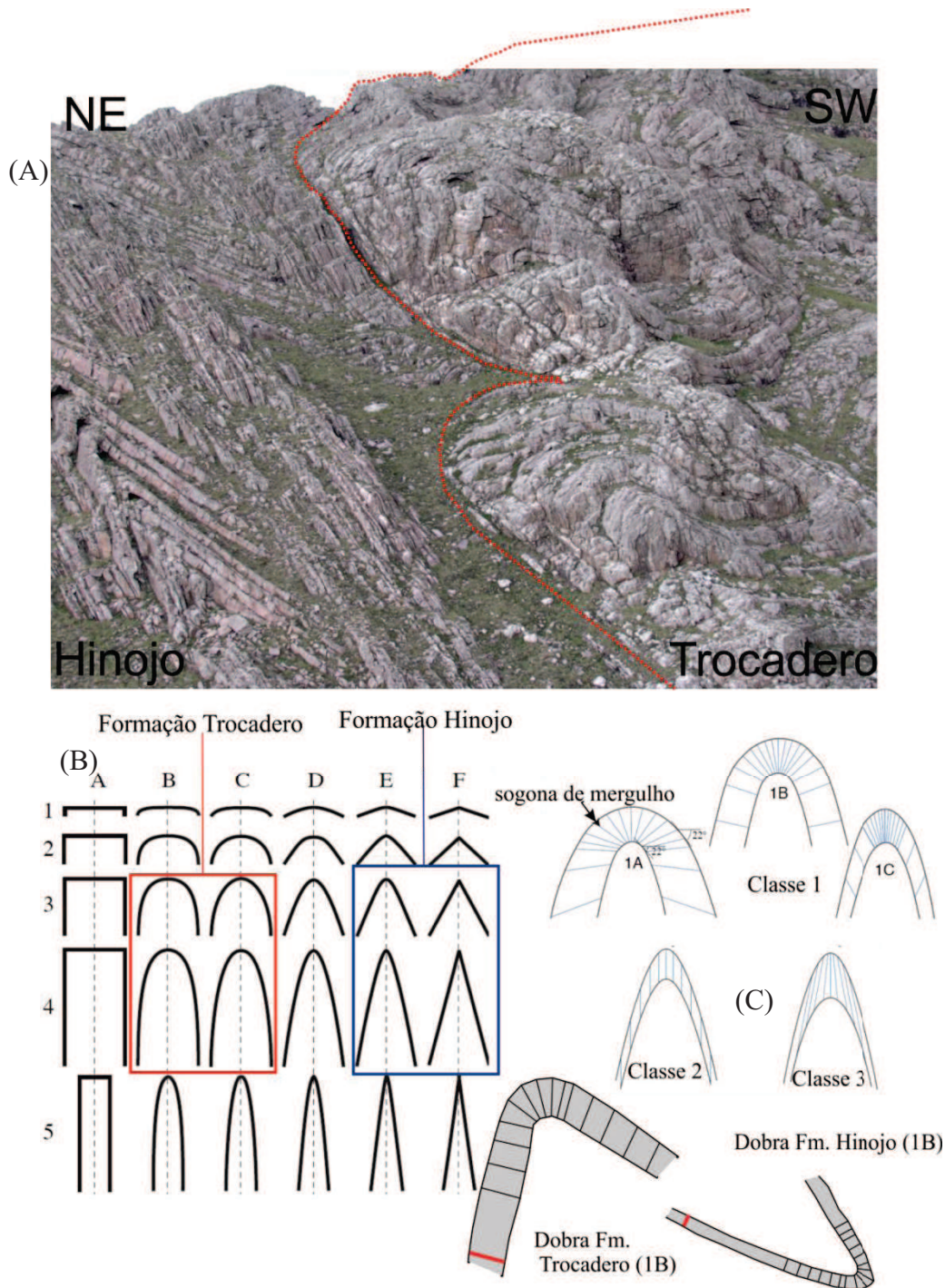


Fig 6.3 (A) Contato dobrado (linha tracejada em vermelho) e invertido entre as Formações Trocadero e Hinojo. (B) Hudleston (1973). Classificação de dobra baseado

na morfologia, retirado de Fossen, 2010. O retângulo vermelho representa as categorias que mais se adequam as dobras descritas na Formação Trocadero e o retângulo azul as categorias mais adequadas para a Formação Hinojo. (C) Ramsay's (1967) retirado de Fossen, 2010. Classificação de dobras baseado na isógonas de mergulho. As isógonas são as linhas que conectam os pontos de idêntico mergulho. Em cinza são as dobras das Formações Hinojo e Trocadero, que apresentam isógonas de mergulho semelhante as da Classe 1B. Note a diferença de espessura entre as camadas dobradas (linha vermelha) e observe na foto diferença de morfologia das dobras em cada formação.

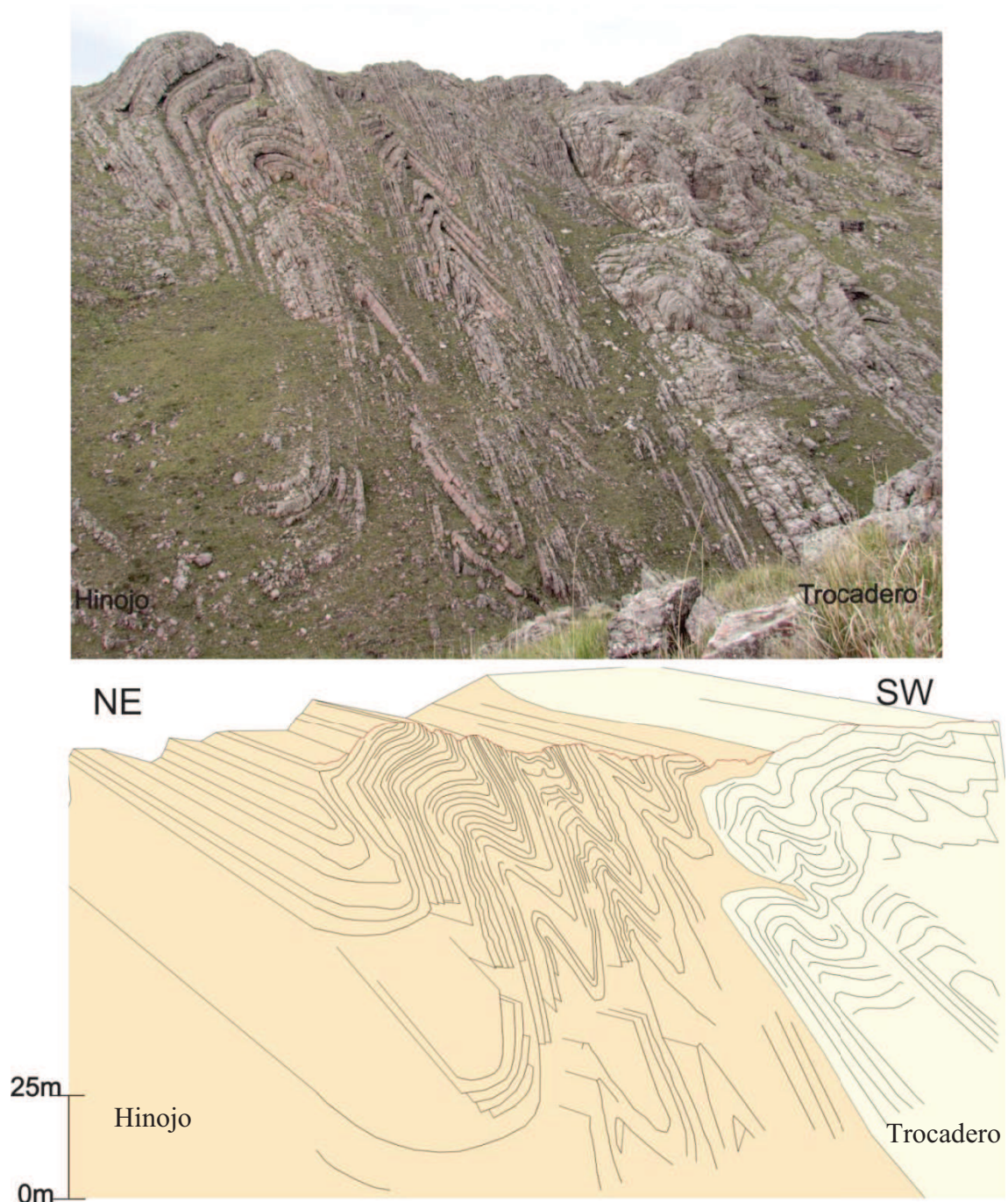


Fig 6.4. Contato entre as Formações Trocadero e Hinojo. Note a diferença entre a morfologia das dobras em cada formação. A Formação Hinojo com dobras em chevron e a Formação Trocadero com charneiras mais arredondadas.

A foto da figura 6.4 mostra dobras parasíticas que indicam um antiformal para SW e um sinformal para NE. A questão de escala é importante para determinar uma estrutura maior, no caso das dobras a superfície envoltória (que contém os eixos de uma mesma camada dobrada) ajuda a enxergar a estrutura maior (fig 6.5).

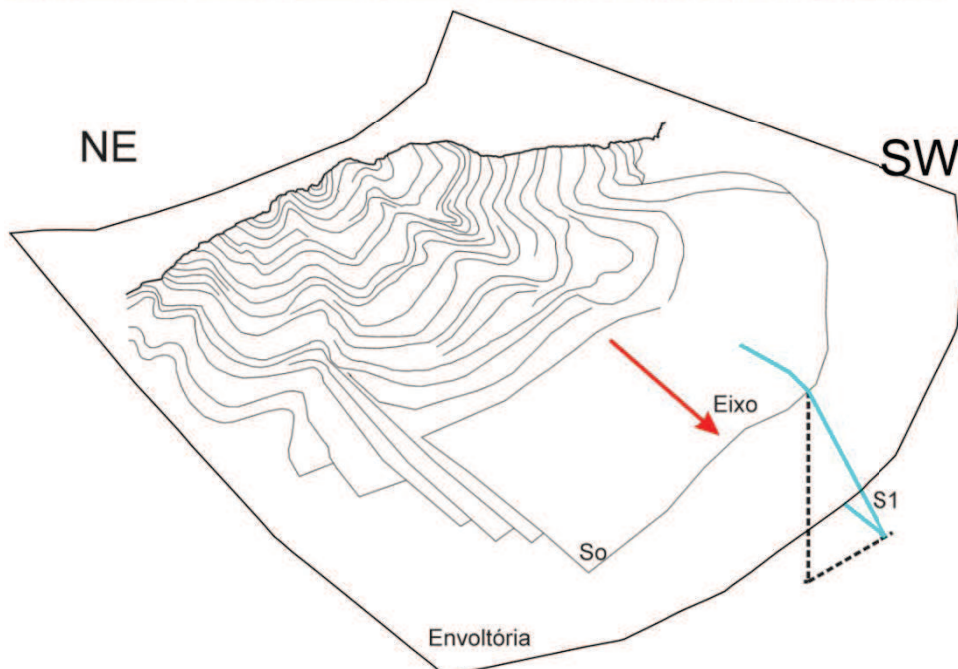


Fig 6.5. Dobras parasíticas de um grande sinformal na Formação Trocadero. O desenho ilustra o contorno das camadas dobradas formando um grande sinformal. Em vermelho é o eixo da dobra, em azul o plano axial e o contorno maior em preto a envoltória do S_0 no sinformal.

As dobras assimétricas predominam na área mapeada (fig 6.6). O flanco de maior comprimento (FLM) apresenta mergulho de até 40° para SW (fig 6.7), enquanto o flanco de menor comprimento (Flm) apresenta mergulho íngreme para NE e quando a dobra é revirada o mergulho é para SW (fig 6.8).

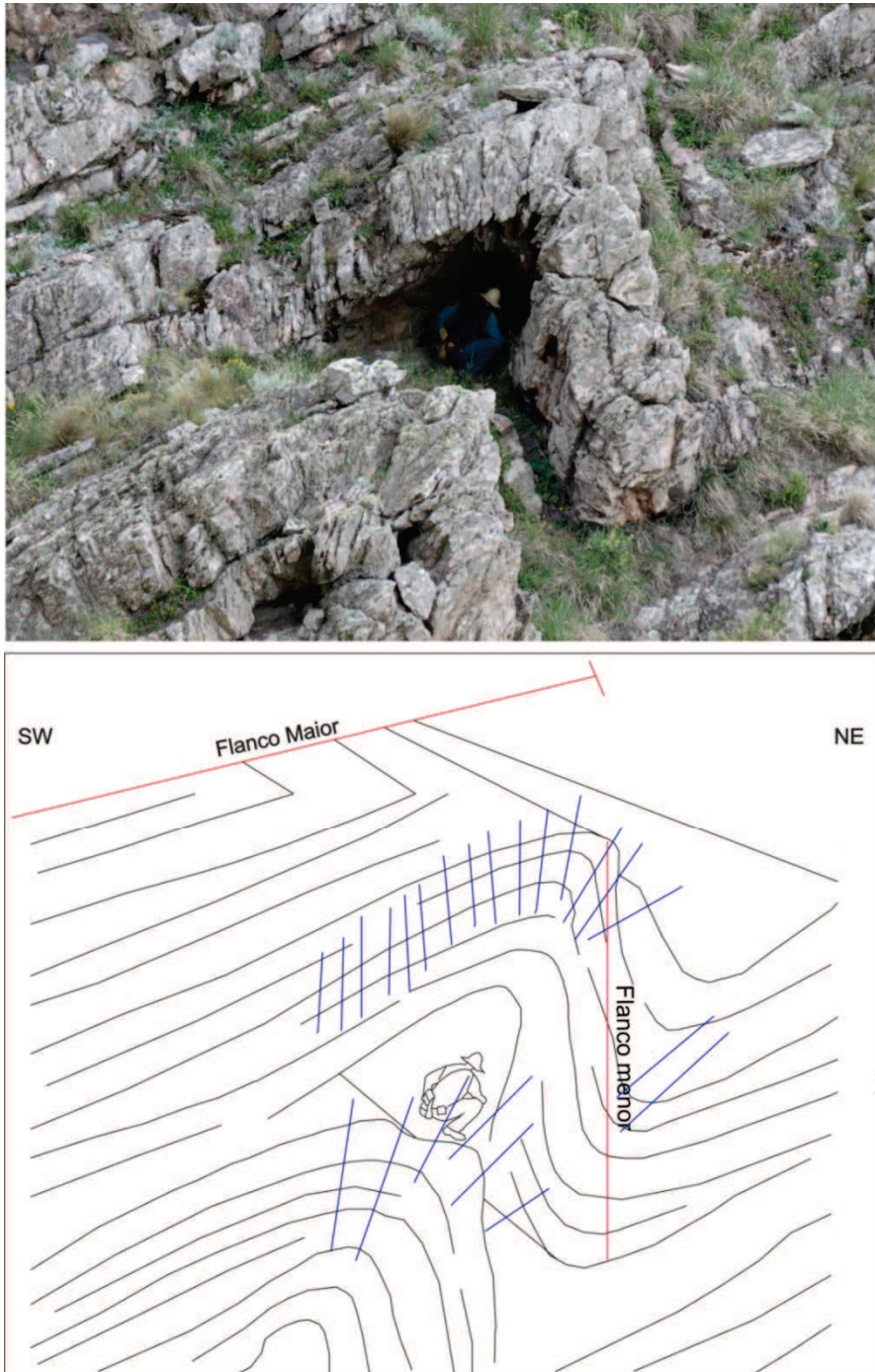


Fig 6.6 – Flanco maior (**FLM**) com mergulho de 30° para SW e flanco menor (**Flm**) com mergulho para NE íngreme. Em azul está traçada a clivagem que é em leque convergente.

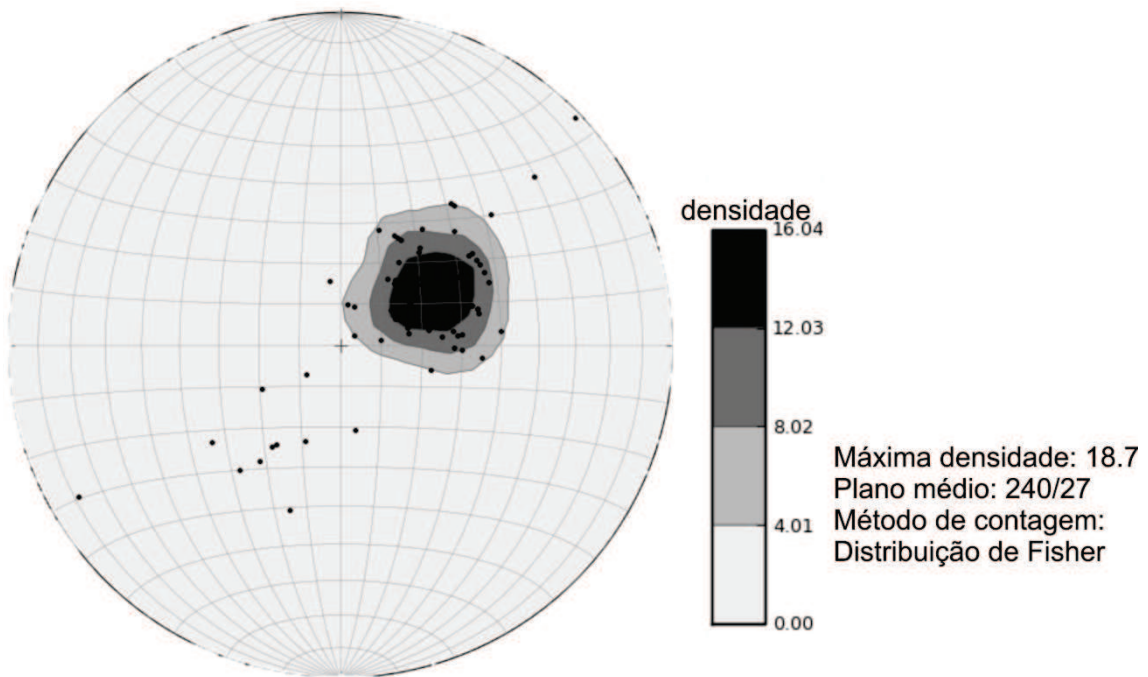


Fig 6.7 – Estereograma dos polos dos planos dos flancos maiores (FLM) das dobras. n=75.

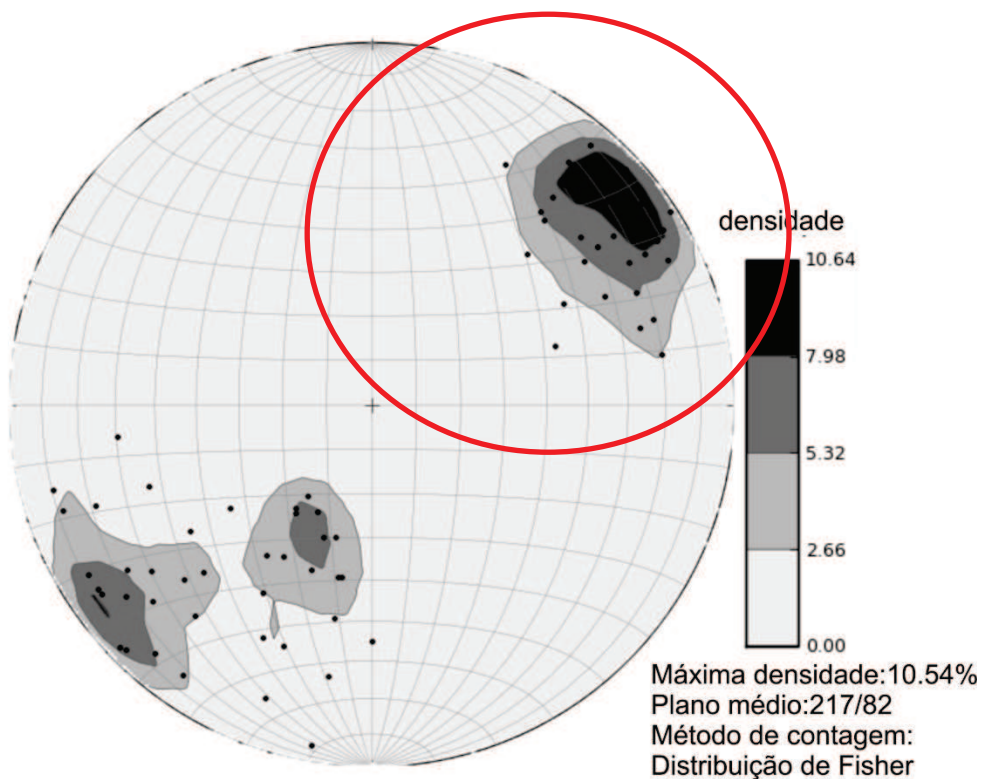


Fig 6.8 - Estereograma dos polos dos planos dos flancos menores (Flm) das dobras. O circulo em vermelho representa os flancos revirados que mergulham para SW . n=75.

O plano axial (**P_A**) das dobras mergulha predominantemente para SW com ângulo variando de 50 a 80° (fig 6.9). Considerando a vergência como o sentido oposto ao mergulho do plano axial, as dobras F₁ possuem então vergência para NE.

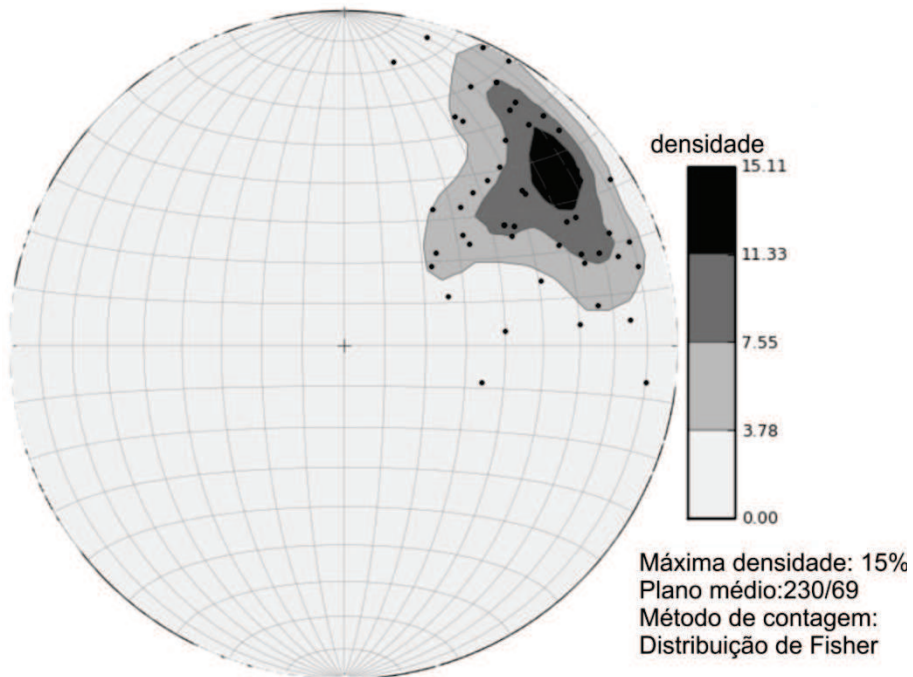


Fig 6.9- Estereograma dos polos do plano axial (P_A). Mergulho para SW, vergência para NE. n= 60.

Os eixos das dobras (**E**) apresentam caimento suave para SE e NW (fig 6.10). Contudo isso não é um indício de redobramento, pois o caimento é de baixo ângulo.

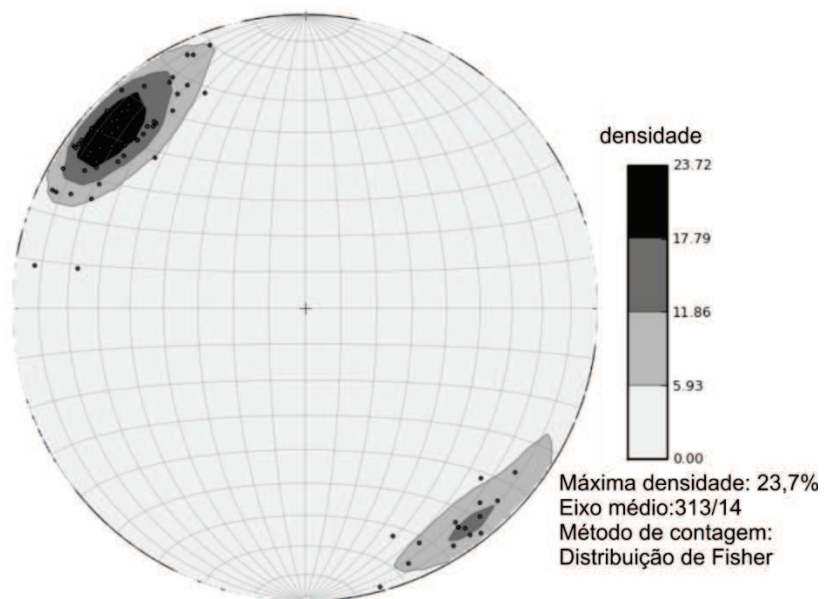


Fig 6.10 – Estereograma dos eixos (E) de dobra. Note o duplo sentido e caimento n=69.

6.2.2 Lineações

Dois tipos de lineações ocorrem nas unidades metassedimentares relacionadas às dobras F_1 .

A primeira são estrias (E_d) que estão contidas no plano do acamamento (S_0) e geralmente são perpendiculares aos eixos das dobras F_1 . Além disso, não são penetrativas, ou seja, ocorrem apenas no contato entre os estratos (fig 6.11).

Esta estrutura está relacionada ao mecanismo de dobramento. Sua feição é bem similar a uma estria de falha, gerando ressaltos que indicam o sentido de movimento no plano em que está contido (S_0). O mecanismo de dobramento por deslizamento entre planos é conhecido como *Flexural Slip* (fig 6.12).

Para que seja possível formar dobras por esse mecanismo é necessário que o sentido de movimento do deslizamento seja oposto para cada flanco da dobra. Assim o sentido de movimento converge para a chaneira da dobra, onde não há tanto movimento quanto nos flancos (fig 6.12).

As medidas médias dessas estruturas apresentam sentido de caimento predominante para SW e pouco para NE. A estrutura é mais clara nos flancos maiores (FLM) que mergulham para SW, nos flancos menores (Flm) que mergulham para NE a estrutura não é tão observada com frequência. O caimento médio destas estrias é de até 40° (fig 6.13). Portanto são estruturas lineares paralelas ao mergulho dos flancos das dobras (down-dip) e perpendiculares aos eixos de dobras F_1 .

O segundo tipo de lineação presente é a interseção entre a clivagem (S_1) e o acamamento sedimentar (S_0). Neste caso a sua atitude é igual a dos eixos das dobras F_1 (fig 6.14).

A lineação de interseção (L_i) na área é melhor observada na Formação Hinojo, pois esta formação é a que apresenta melhor desenvolvimento da clivagem devido ao conteúdo de minerais micáceos mais significativo (fig 6.15).

A distribuição de suas medidas em estereograma apresenta total semelhança com a distribuição dos eixos, indicando também duplo caimento, ora para SE ora para NW (fig 6.16). Seu caimento é de baixo ângulo podendo chegar até 20° .

6.2.3 – Foliações secundárias

A principal foliação gerada durante a fase D1 é uma clivagem, denominada S_1 , paralela a subparalela ao plano axial das dobras F_1 ou em leque convergente, portanto relacionada ao mesmo evento compressivo.

As medidas são similares ao plano axial. O mergulho de S_1 é para SW em sua maioria e algumas poucas medidas para NE, com ângulo de mergulho predominantemente íngreme podendo variar de $50 - 80^\circ$ (fig 6.17). Contudo apresentam variações ao longo da camada dobrada.

A variação da atitude é explicada pela composição da camada dobrada, no caso das rochas deste estudo que são quartzitos, rocha com pouca ou nenhuma mica. É possível observar a feição de clivagem em leque convergente (fig 6.6 e 6.18). Já em rochas com maior conteúdo de minerais micáceos, por exemplo, a Formação Hinojo, a clivagem assume uma direção mais constante.

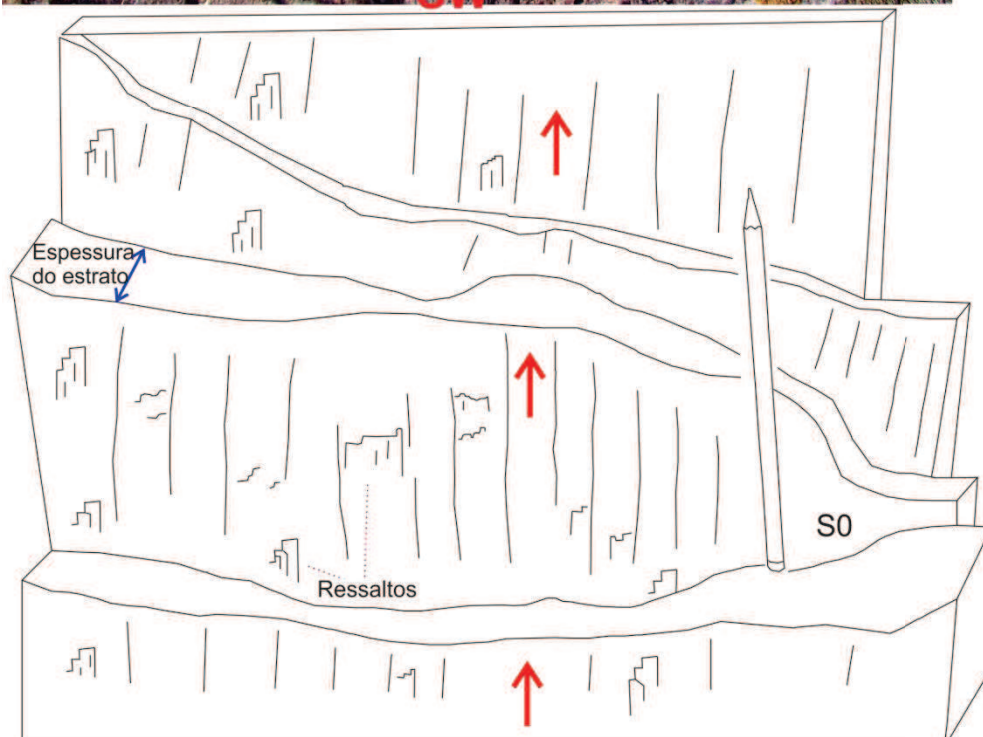
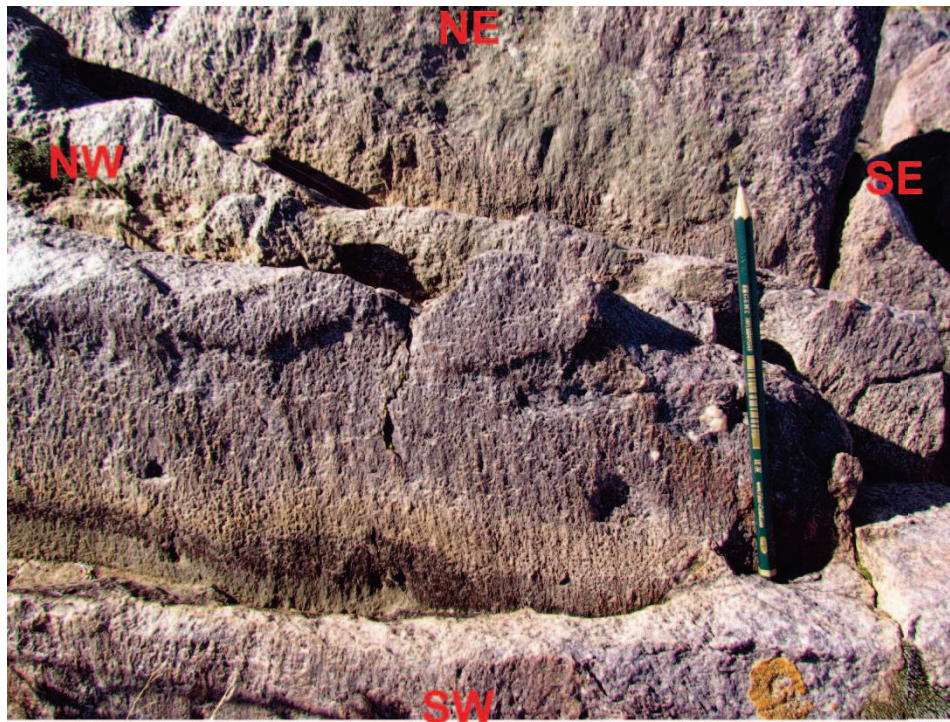


Fig 6.11 – Fm. La Lola. Estrias e ressaltos contidos no plano de acamamento (S_0). As setas em vermelho indicam o sentido de movimento em cada estrato (dupla-seta azul). Note os ressaltos indicando movimento *up-dip* de uma camada com direção NW-SE e mergulho para SW.

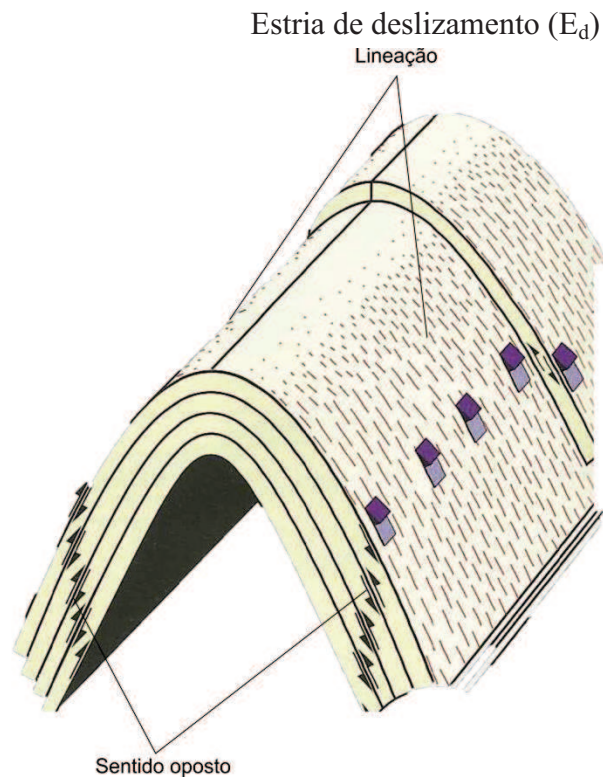


Fig 6.12 – Deslizamento flexural com sentido oposto em cada flanco e diminuindo para a zona de charneira. Fossen 2010.

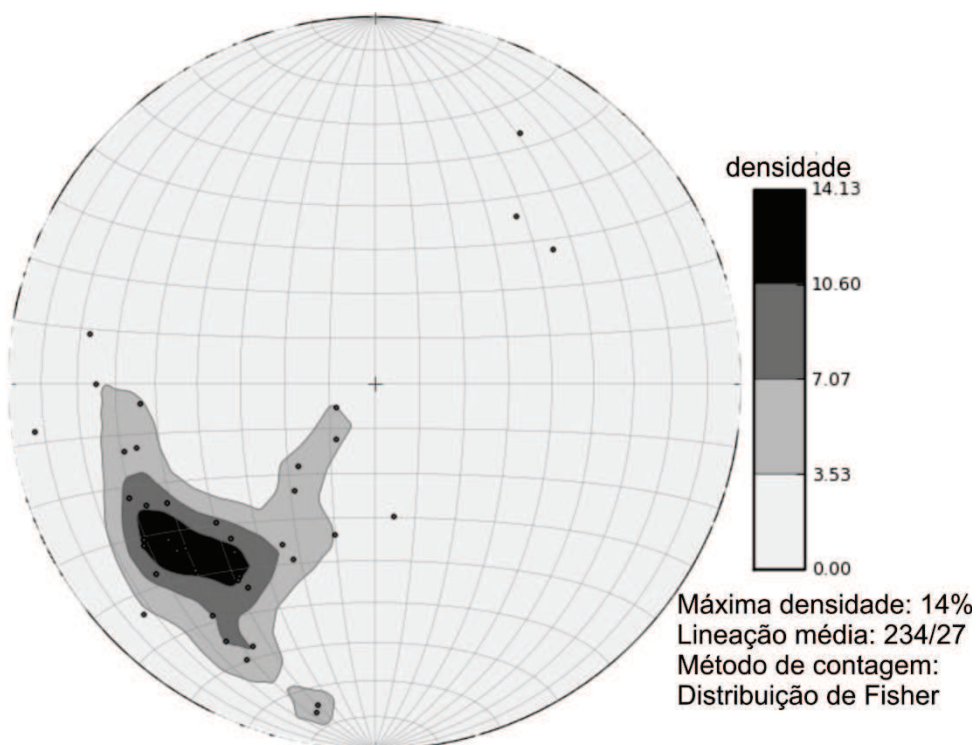


Fig 6.13 – Estereograma de lineação (estria) (E_d) contida no S_0 . $n=40$).

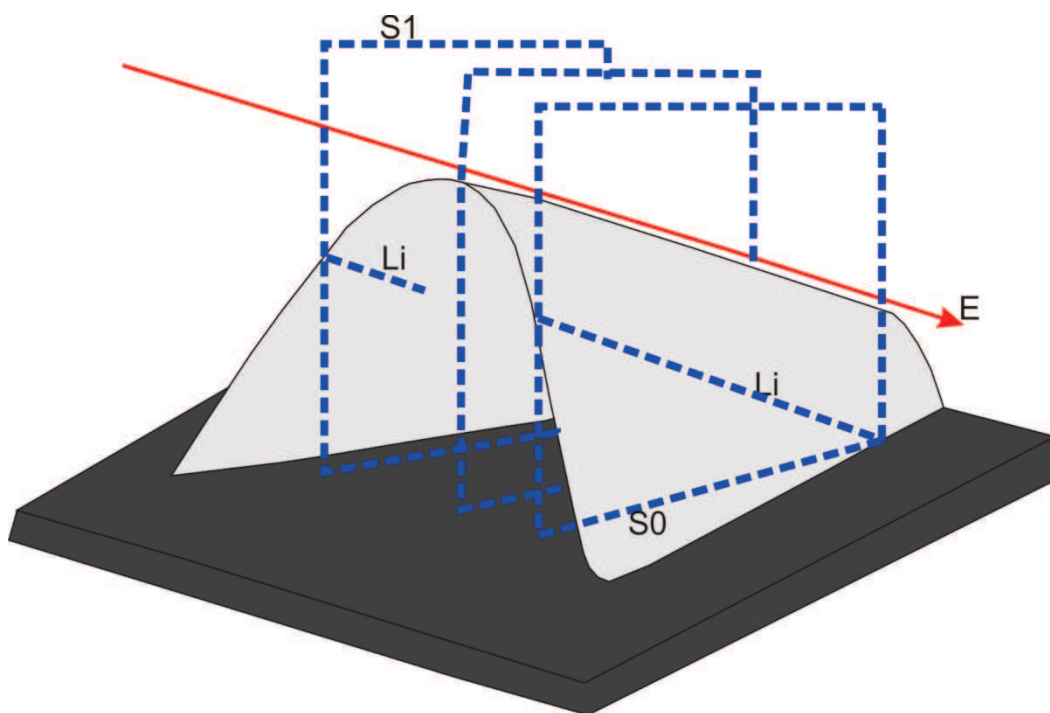


Fig 6.14 – A figura ilustra uma camada dobrada (S_0) com eixo (E) plungeante (seta vermelha). Em azul tracejado o plano de clivagem (S_1) que intercepta em partes diferentes o S_0 . A interseção entre os dois planos (S_0 e S_1) tem como resultado uma linha, sendo neste caso a lineação de interseção (L_i). É importante notar o sentido e o caimento iguais de L_i e E.)

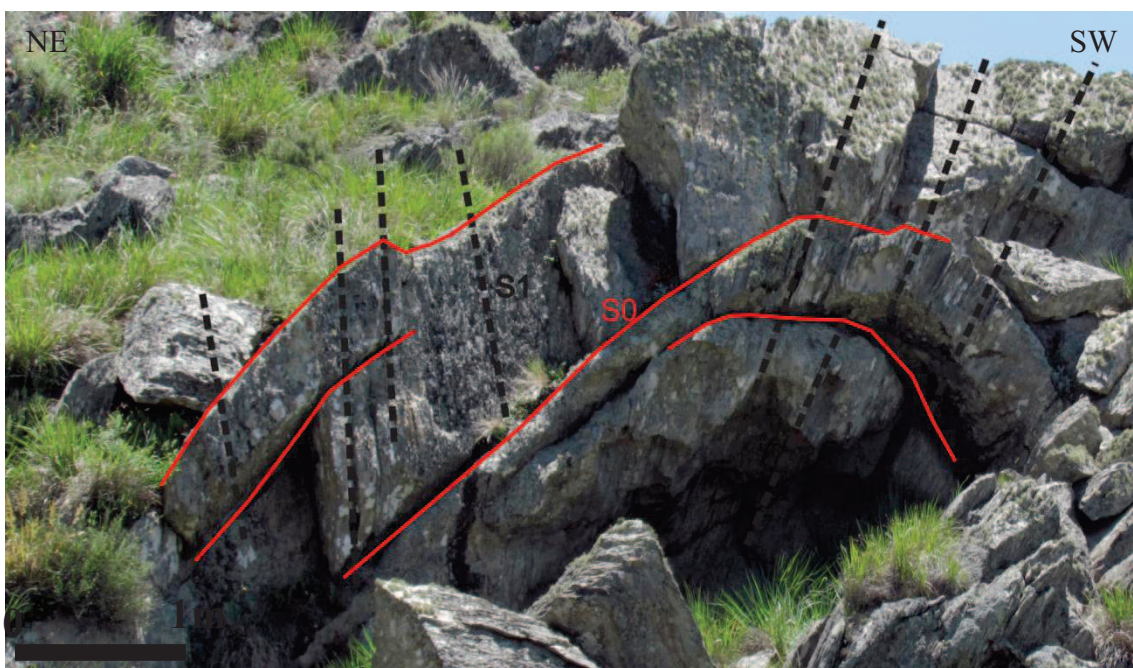


Fig 6.15 – Foto interpretada em uma dobra em camadas da Formação Trocadero. As linhas pretas tracejadas representam a clivagem (S_1) e em vermelho o acamamento sedimentar (S_0). A interseção entre o S_0 e S_1 é que representa a lineação de interseção (L_i). Nesta foto L_i é plungeante para SE, portanto não visível nesta foto.

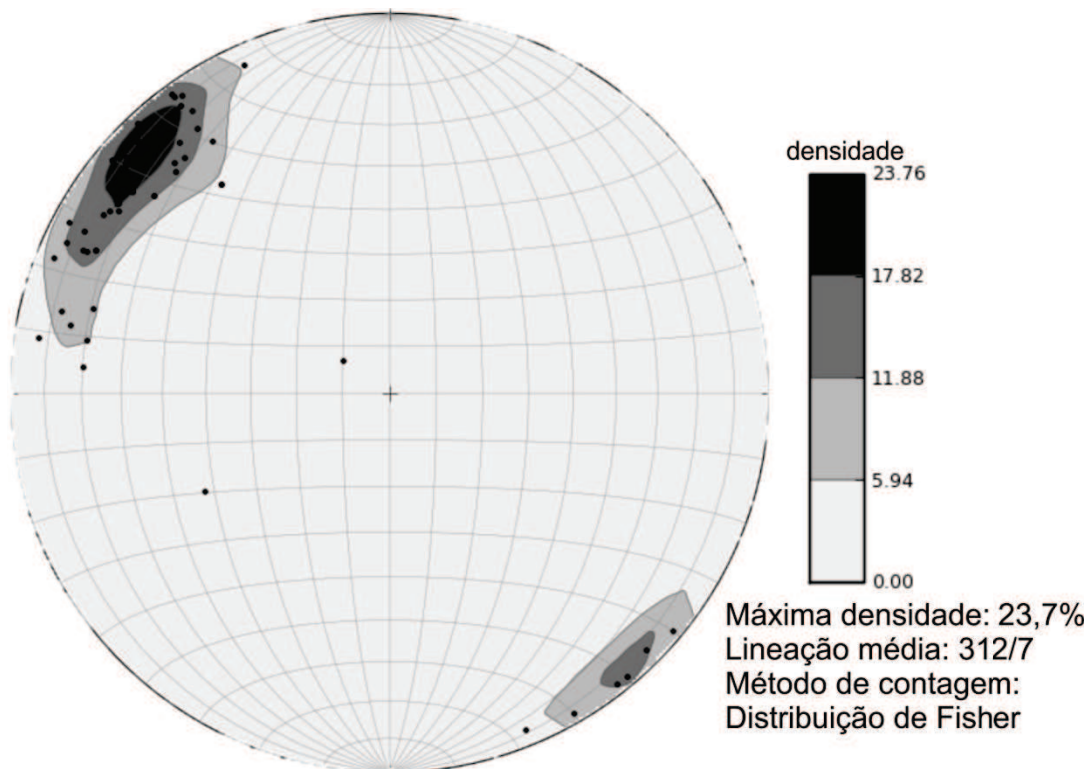


Fig 6.16 – Estereograma da lineação de interseção (L_i). Duplo caimento, NW e SE, o mesmo para o eixo (E) das dobras. $n=43$

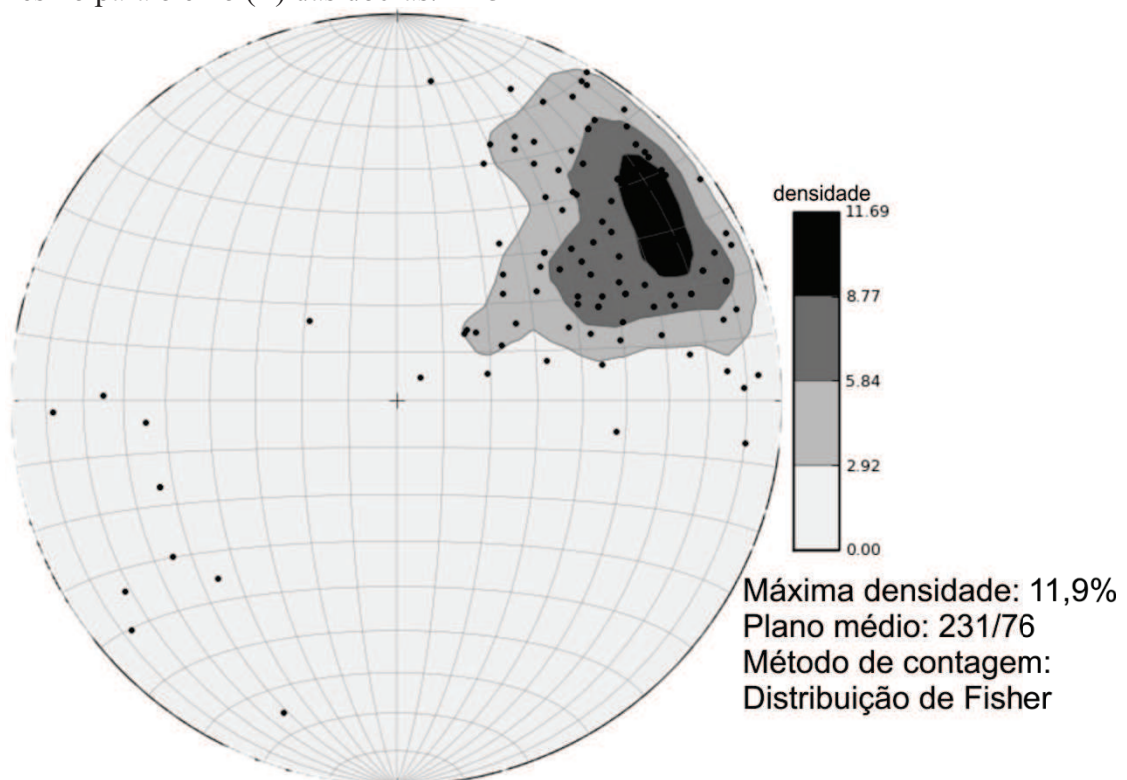


Fig 6.17 – Estereograma dos polos do plano de clivagem (S_1). Planos com mergulho para SW são predominantes, distribuição semelhante ao plano axial. $n=125$.

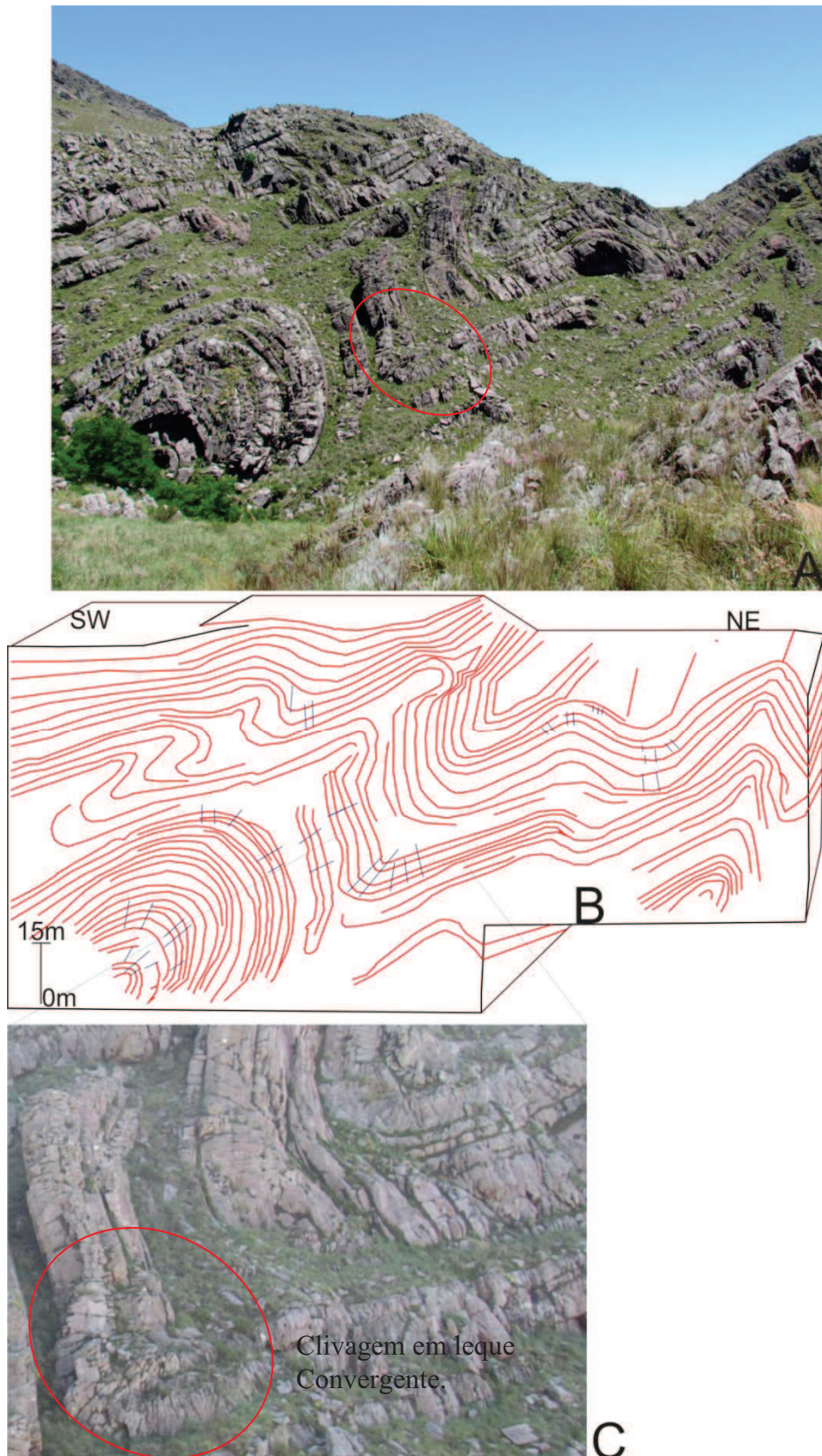


Fig 6.18 – (A) foto de dobras na Fm.Trocadero. - (B) desenho esquemático da foto A realçando os traços da clivagem (azul) e o contorno das camadas dobradas (vermelho). (C) Zoom do sinformal (circulo vermelho em A) com clivagem em leque convergente.).

6.2.4 - Falhas e estruturas relacionadas

Falhas com strike NW-SE e mergulho para SW (fig 6.19) são consideradas como pertencentes à primeira fase de deformação D1.

A principal justificativa é que essas falhas não cortam o strike da camada. Sua atitude é subparalela ao plano axial (P_A) das dobras F_1 e a clivagem (S_1), logo estão diretamente relacionadas ao mesmo evento compressivo.

Essas falhas são predominantemente reversas (fig 6.20), e poderiam ser o resultado de um contínuo deslizamento entre planos que culminaria em um plano de falha com estria (fig.622) gerando ou não zonas cataclásticas. As estrias na maioria são *down-dip* (fig 6.21) com leve componente oblíquo, ora dextral ora sinistral.

Em campo é possível observar zonas de brecha de falha (fig 6.23, 6.24, 6.25) com veios de quartzo, como descrito na região da Estancia Las Grutas (fig 6.23), único local onde as Serras de Curmalal e Bravard se encontram. Neste vale entre as duas Serras ocorre uma falha regional, que coloca o Grupo Curamalal em contato tectônico com o Grupo Ventana. E próximo a Abra del Agua Blanca (fig 6.24 e 6,25), com veios de quartzo e preenchido por material opacos (óxidos, sulfetos) (fig 6.26).

Outra forma de provável ocorrência de falhas são zonas de faturamento intenso em superfície que podem estar ligados a falhas maiores em profundidade (fig 6.27). Nessas zonas de fraturas ocorrem planos de falha menores com estrias (fig 6.28).

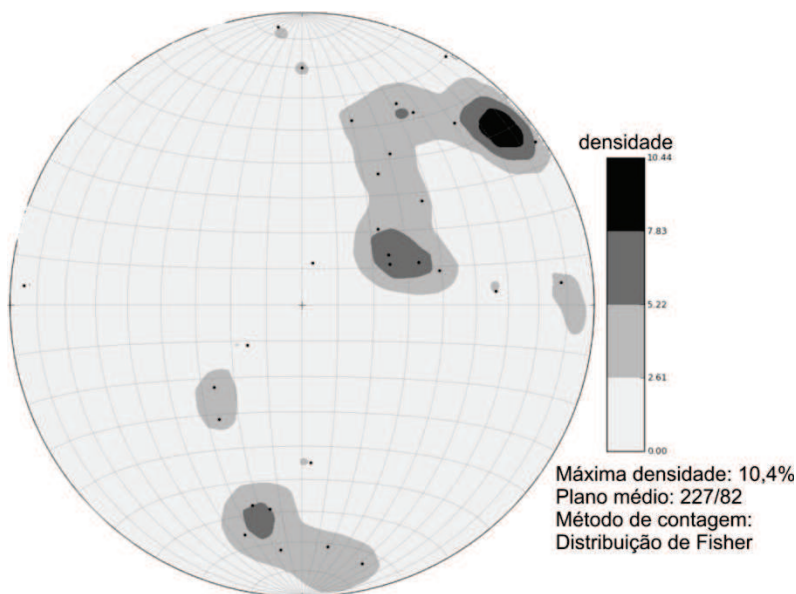


Fig 6.19 – Estereograma dos polos de falhas D1. Mergulho médio de 227/82, subparalelo ao plano axial (P_A) e clivagem (S_1). n=34.

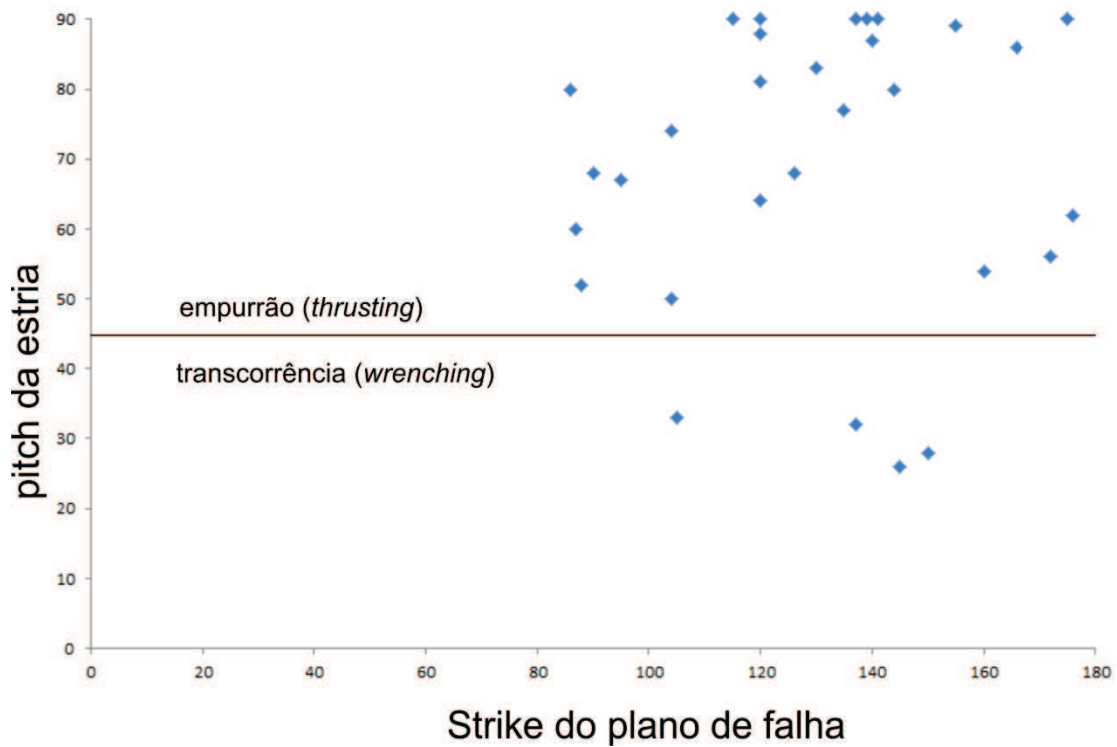


Fig 6.20 – Gráfico baseado em Cobbold *et al.* (1991). O gráfico relaciona o pitch (Y) da estria de falha e o strike (X) do plano de falha. Os valores do pitch à cima de 45° caracterizam as falhas reversas e abaixo as falhas transcorrentes.(n=34).

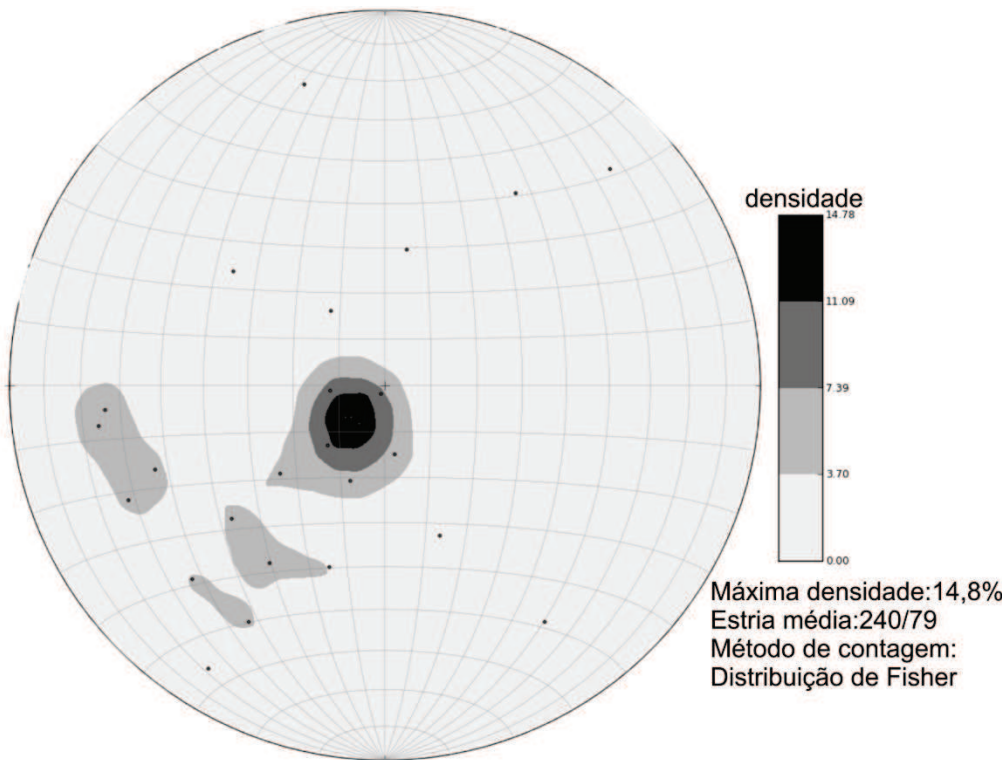


Fig 6.21 – Estereogramas das estrias de falha D1. Estia média de 240/79.n=27.

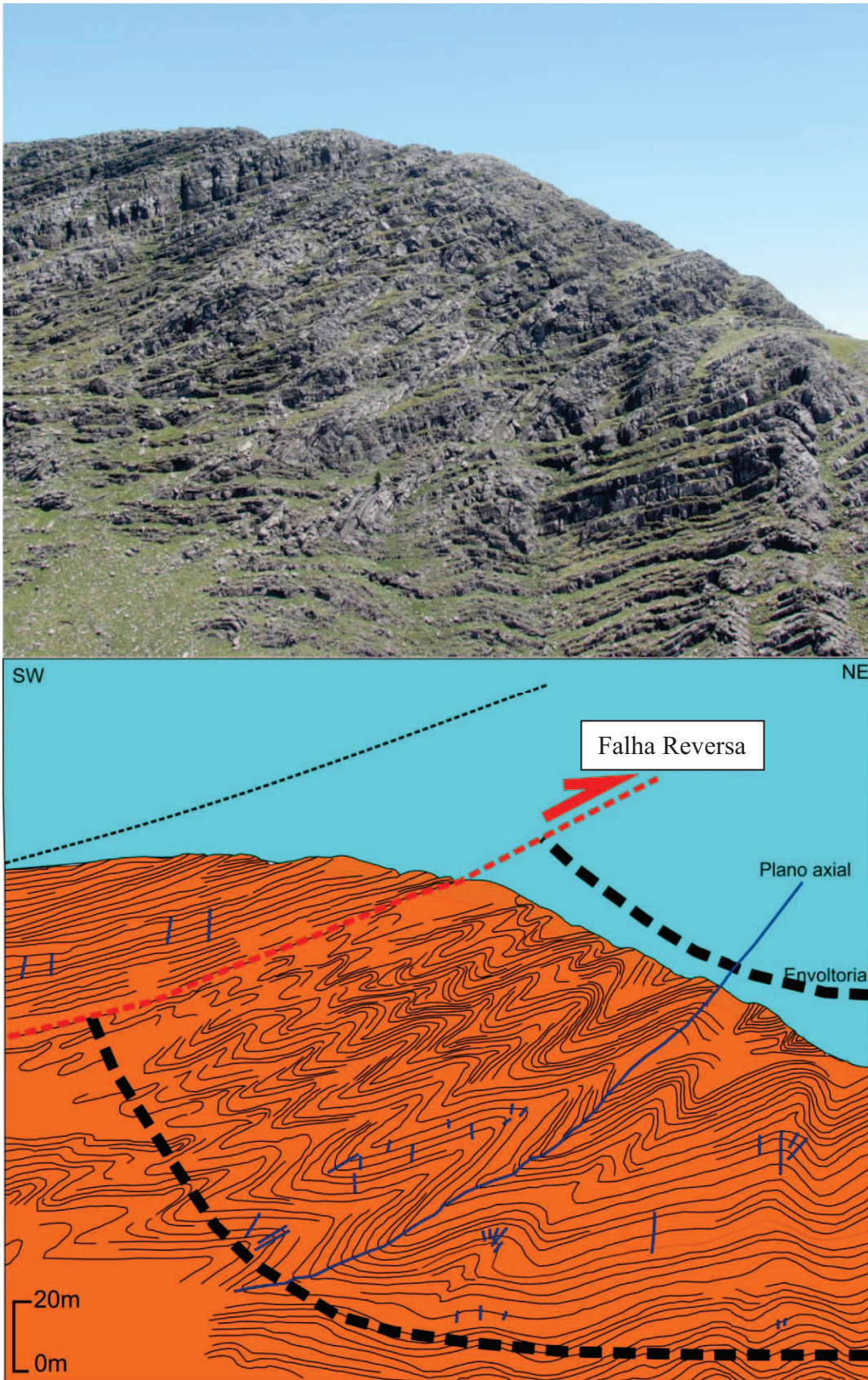


Fig 6.22 – Falha reversa, rompendo o sinformal ilustrado pela envoltória. Falha formada em D1, note que o plano de falha mergulha para o mesmo sentido do plano axial. A vergência da dobra é para NE assim como transporte tectônico da falha.



Fig 6.23 – Brecha de falha com vários veios de quartzo. Afloramento próximo a Estancia Las Grutas.

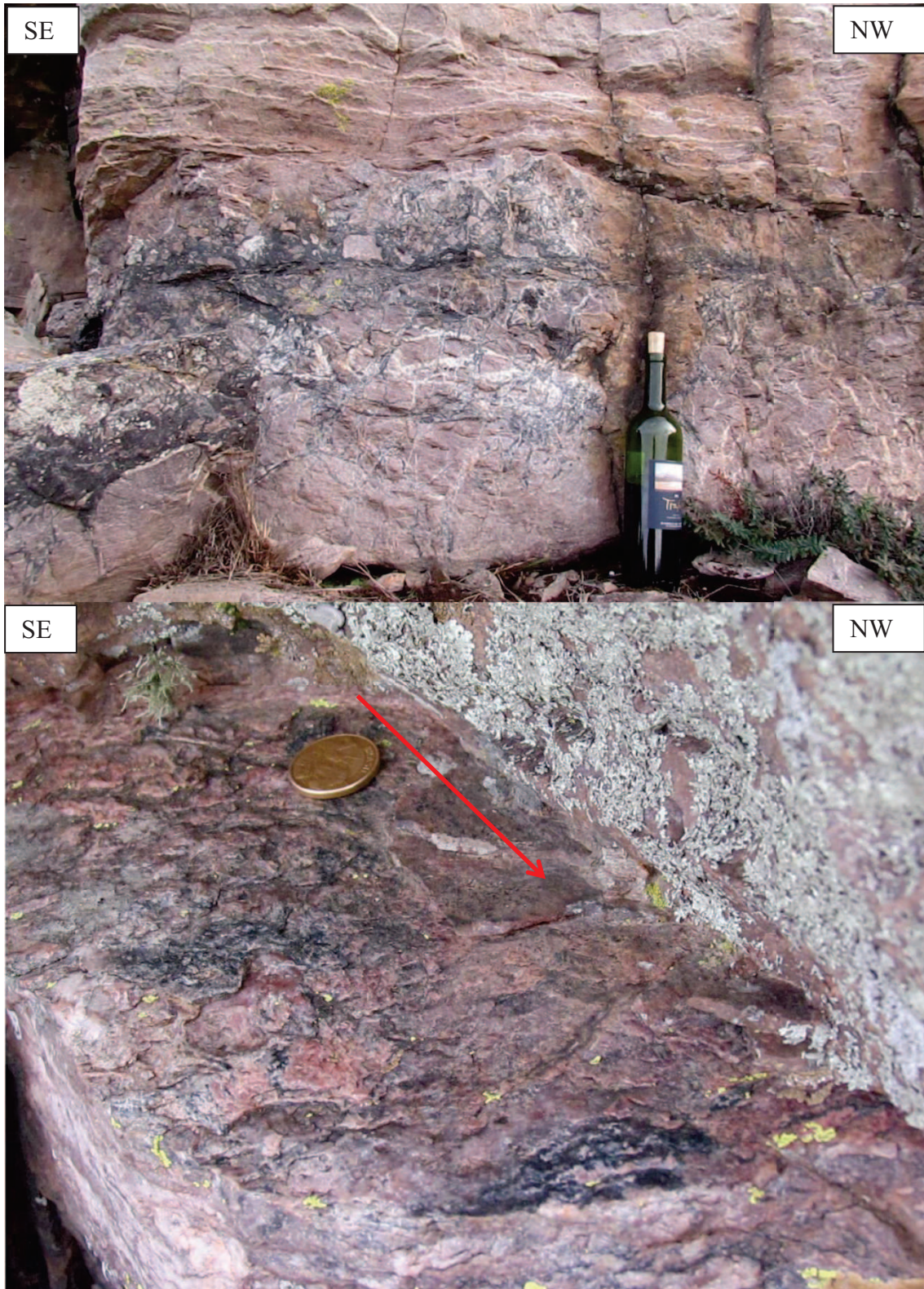


Fig 6.24 – Brecha de falha com veios de quartzo e preenchida por minerais opacos. A foto inferior mostra um plano de falha referente a zona de brecha da foto superior. A seta vermelha indica o sentido de movimento, determinado pelos ressaltos. Falha

reversa dextral. Plano mergulhando para SW e sentido de movimento para NE.



Fig 6.25- detalhe da brecha de falha da figura anterior. Na foto superior é possível notar o contato brusco da falha, o material escuro que a preenche e alguns veios de quartzo. A foto inferior mostra o aspecto brechoso da rocha.

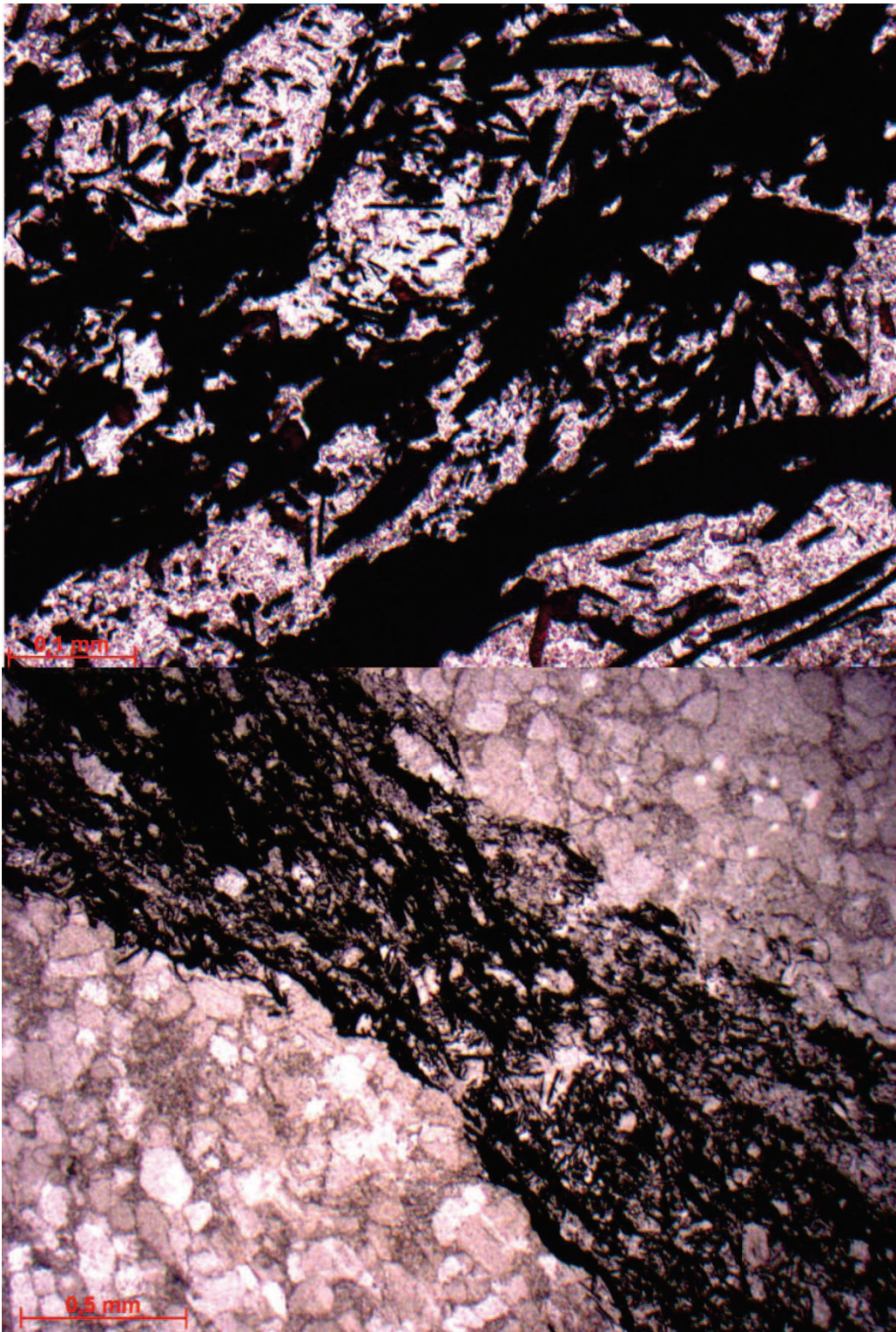


Fig 6.26- Duas fotomicrografias da rocha ilustrada na figura 6.26. Note na foto superior que os minerais opacos crescem com hábito acicular, e os minerais vermelho escuro que aparecem são rutilo (óxidos de titânio). A foto inferior ilustra uma faixa de 1 cm de espessura de matriz escura atravessado a lâmina.

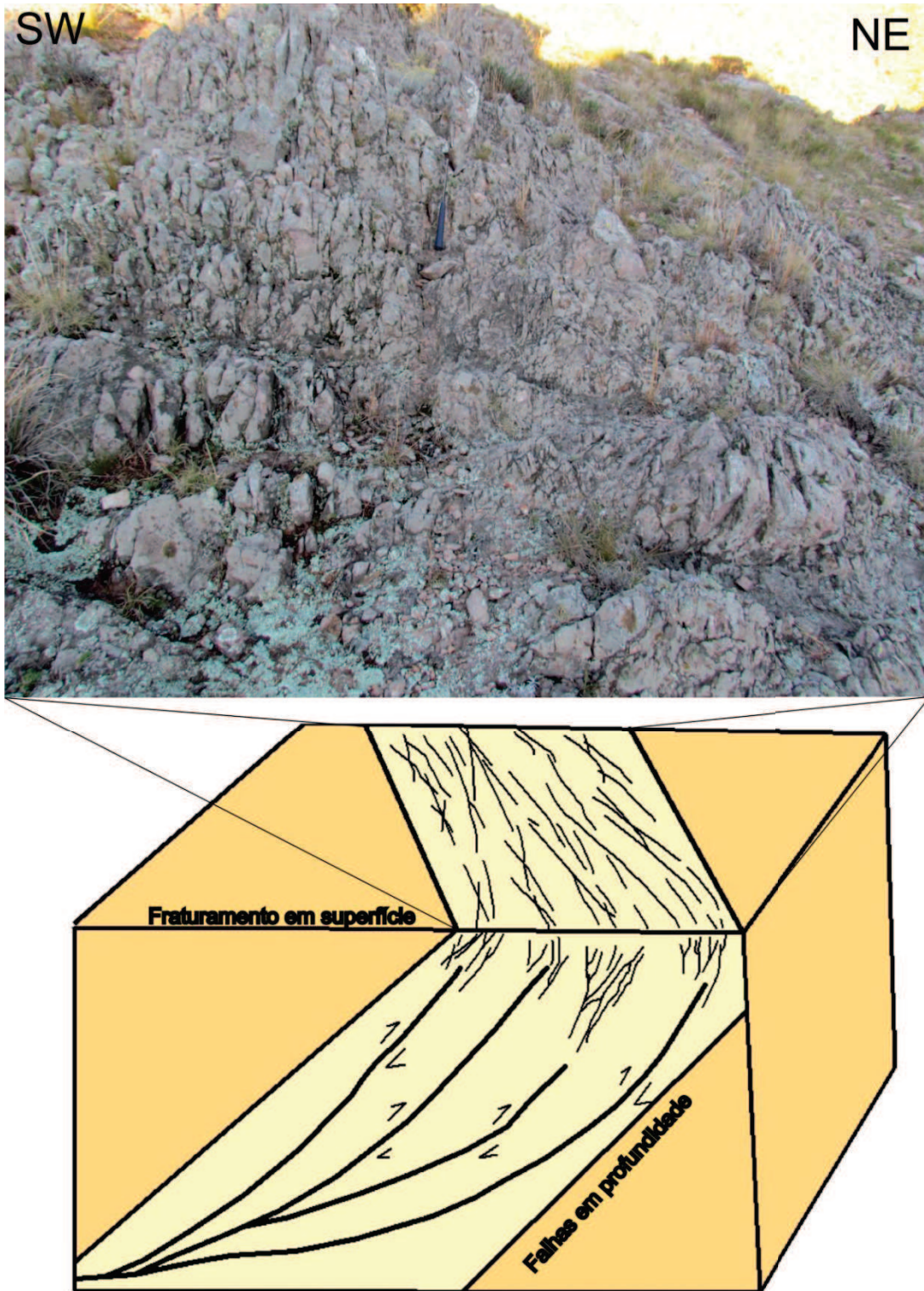


Fig 6.27 – Zona fraturada em superfície, com planos de falha associado. O faturamento em superfície junto a pequenos planos de falha pode estar relacionado a planos de falha maiores em profundidade.



Fig 6.28 – Plano de falha estriado reverso de coloração vermelha. Este plano foi encontrado junto as zonas de fraturamento.

6.2.5 – Estruturas relacionadas à segunda fase de deformação (D2)

O estudo das falhas foi de fundamental importância para determinar e reconhecer as duas fases de deformação. Essa determinação foi feita através do estudo de paleotensão, que será discutido no capítulo seguinte, e mostrou que a segunda fase de deformação é incipiente na área, pois está relacionada a poucos planos de falha que cortam a direção das principais estruturas geradas durante D1.

Foi identificado um grupo de falhas com cinemática predominantemente reversa com mergulho para os quadrantes SE e NW que corta o *strike* das camadas. Este grupo parece não estar relacionado ao evento de dobramento, portanto são de uma segunda fase de deformação (D2). A separação deste conjunto teve como base a análise dos vetores σ_1, σ_2 , e σ_3 , que são distintos dos calculados para o grupo de falha da fase D1. A separação das fases de deformação será apresentada no próximo capítulo.

A atitude destas falhas apresenta direção SW-NE e com mergulhos íngremes para SE e NW (fig 6.29). As estrias na maioria são predominantemente *down-dip* (fig-6.30) com leve componente oblíquo, ora dextral ora sinistral.

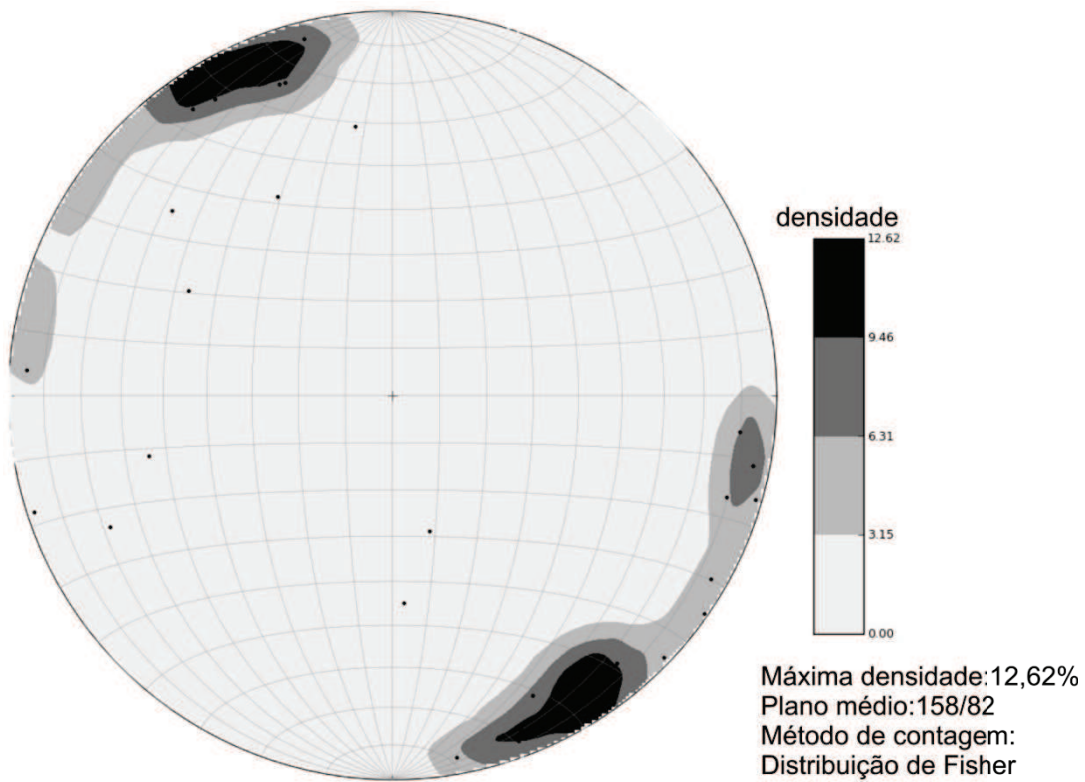


Fig 6.29 – Estereograma dos planos de falha D2.n=34.

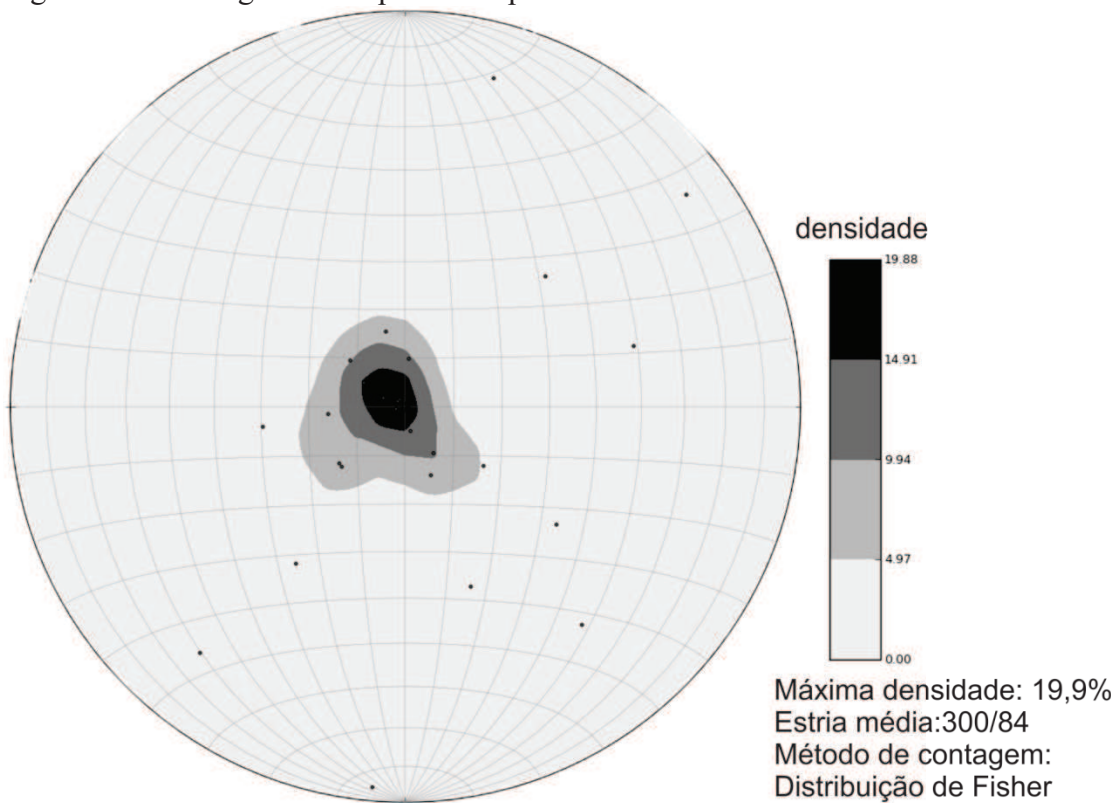


Fig 6.30 – Estereograma das estrias de falha D2.n=34.

7-Análise de paleo-esforços

Este capítulo é dedicado ao estudo e determinação da orientação dos esforços principais que atuaram durante a estruturação tectônica do setor mapeado na *Sierra de La Ventana*. Para isto foram utilizados os dados obtidos nas falhas: orientação do plano, das estrias e sentido de movimento. Outra estrutura útil para esse propósito é a estria de deslizamento entre planos (E_d) de acamamento (S_0): sua orientação e sentido de movimento.

7.1- Revisão de conceitos:

Para iniciar este capítulo é necessário apresentar uma breve revisão de conceitos a fim de embasar os métodos aplicados aqui e os dados obtidos.

1-Tensor (stress vector): da física tensão é a razão entre uma força aplicada (F) na área de uma superfície (A) e é entendido como um vetor. O stress aplicado na rocha é definido por três vetores, $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, onde σ_1 é o máximo stress de compressão, σ_2 é o intermediário e σ_3 é o mínimo, e os três vetores são ortogonais entre si e determinam o elipsoide de stress.

O posicionamento dos vetores geralmente determina o tipo de falha e sistema de esforços vigentes. Por exemplo, a falha normal reflete em geral um sistema extensivo: σ_3 e σ_2 horizontal e σ_1 vertical, já a falha reversa reflete em geral um sistema compressivo: σ_1 e σ_2 horizontal e σ_3 vertical, a falha transcorrente reflete um sistema transcorrente: σ_1 e σ_3 horizontal e σ_2 vertical (fig 7.1).

2-Método do Diedro reto ou P e T diedro (Angelier e Macheler , 1977): é uma solução gráfica que possibilita determinar as regiões de compressão (P) e extensão (T) e as possíveis orientações dos eixos P e T. Para tal estimativa é necessário plotar um plano auxiliar (o diedro reto) que é o plano que contém o polo do plano de falha a partir da estria, e ter determinado o sentido de movimento no plano de falha.

Os estereogramas de solução para P e T apresentam números que representam a superposição das regiões de compressão e extensão (fig 7.2). Os números variam de acordo com número de medidas (N) por exemplo para $N=50$, o valor máximo é 50 e mínimo é 0.

3- Obliquidade (*Pitch*): a obliquidade é o ângulo formado entre uma lineação e o strike do plano que a contém. Sua determinação é importante para classificar o tipo falha. Seu valor varia 0° - 90° , onde os valores mais próximos de 0° exemplificam falhas transcorrentes e valores próximos a 90° para falhas reversas ou normais.

4- Plano M (Plano de movimento - *movement plane*): Este é o plano que contém o polo do plano de falha e a estria de falha (fig 7.3).

5-Lineação tangente: é uma lineação tangencial ao plano M, e o seu sentido indica o movimento da lapa (*footwall*) em relação à capa (*hangingwall*) (fig 7.3). O sentido indicado sempre é próximo à região do σ_3 .

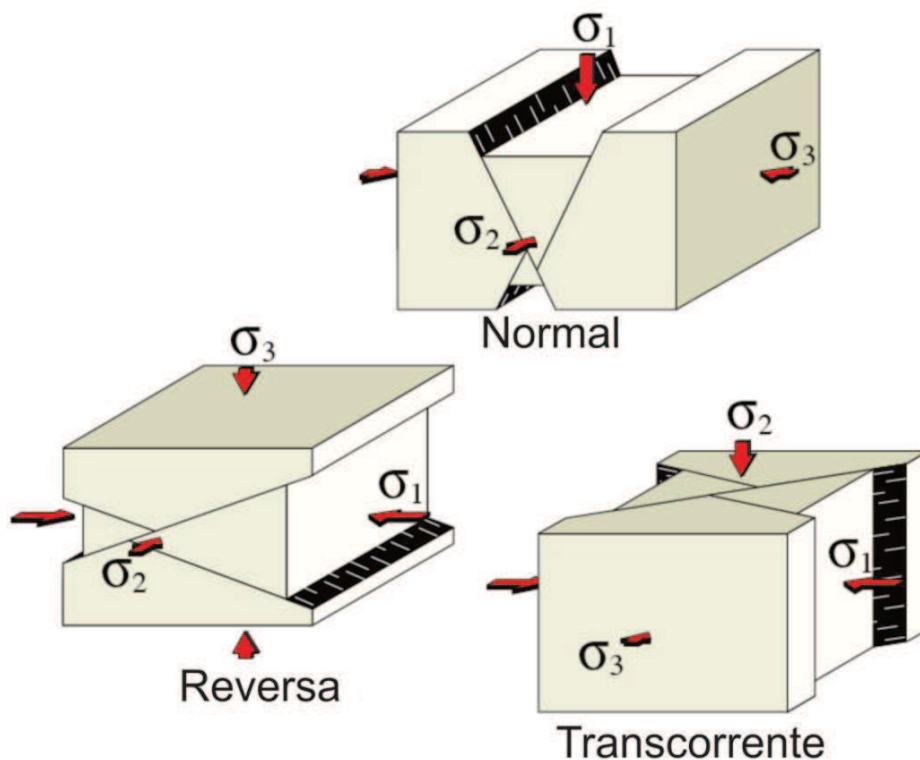


Fig 7.1- Ilustração com os três principais tipos de falha, normal, reversa e transcorrente, mostrando o posicionamento dos vetores $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ para cada uma. Retirado de Fossen, 2010

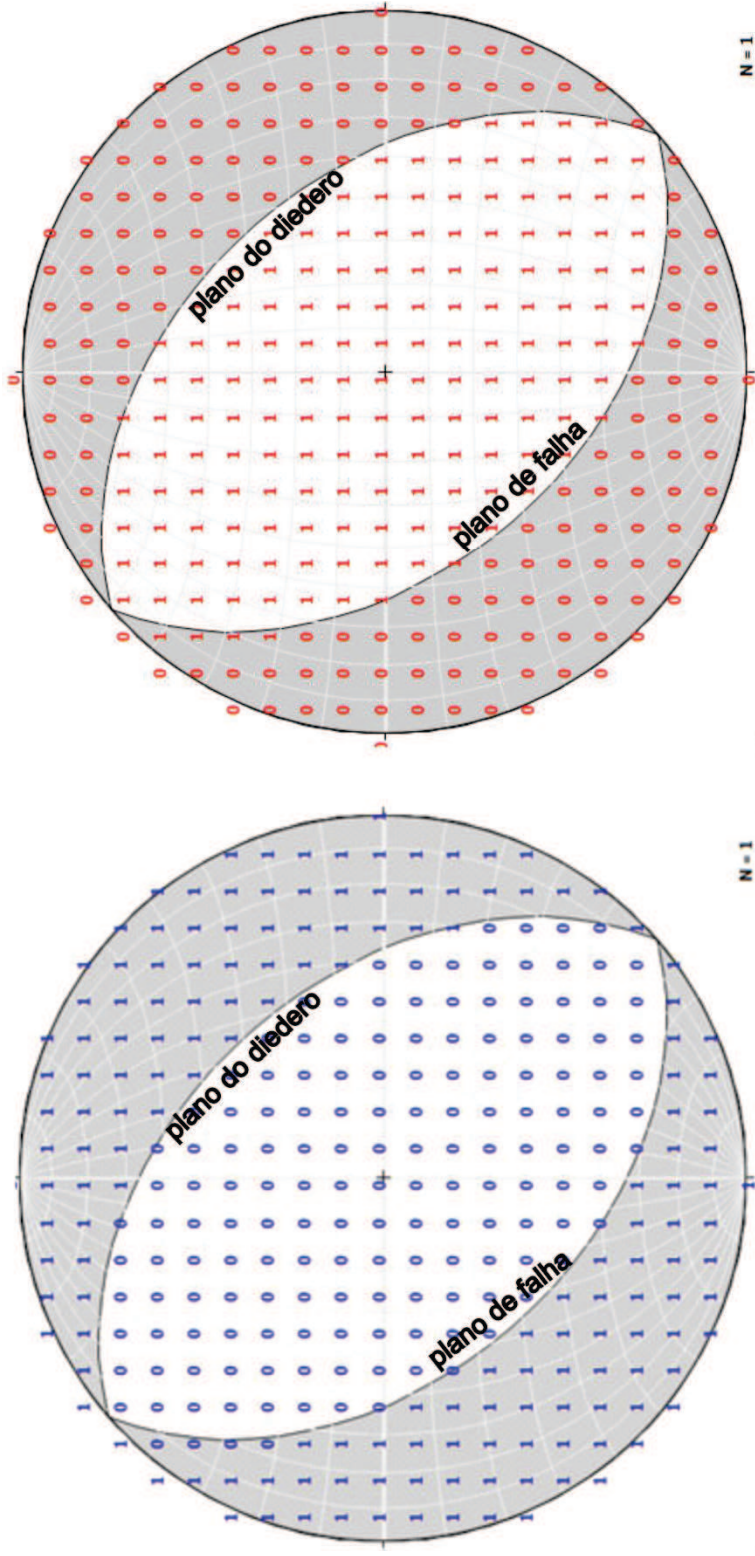


Fig 7.2- Solução gráfica do método P-diedro (esquerda) e T-diedro (direita) para $N=1$. Para o P-diedro a região colorida em cinza e com número 1 é a representação da região de provável orientação de σ_1 , e a região em branco e com o número 0 é a de provável orientação de σ_3 . Para o T-diedro a região em branco e com o número 1 é representação da região de provável orientação de σ_3 , e a região colorida com o número 0 determina a região provável de orientação de σ_1 . Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

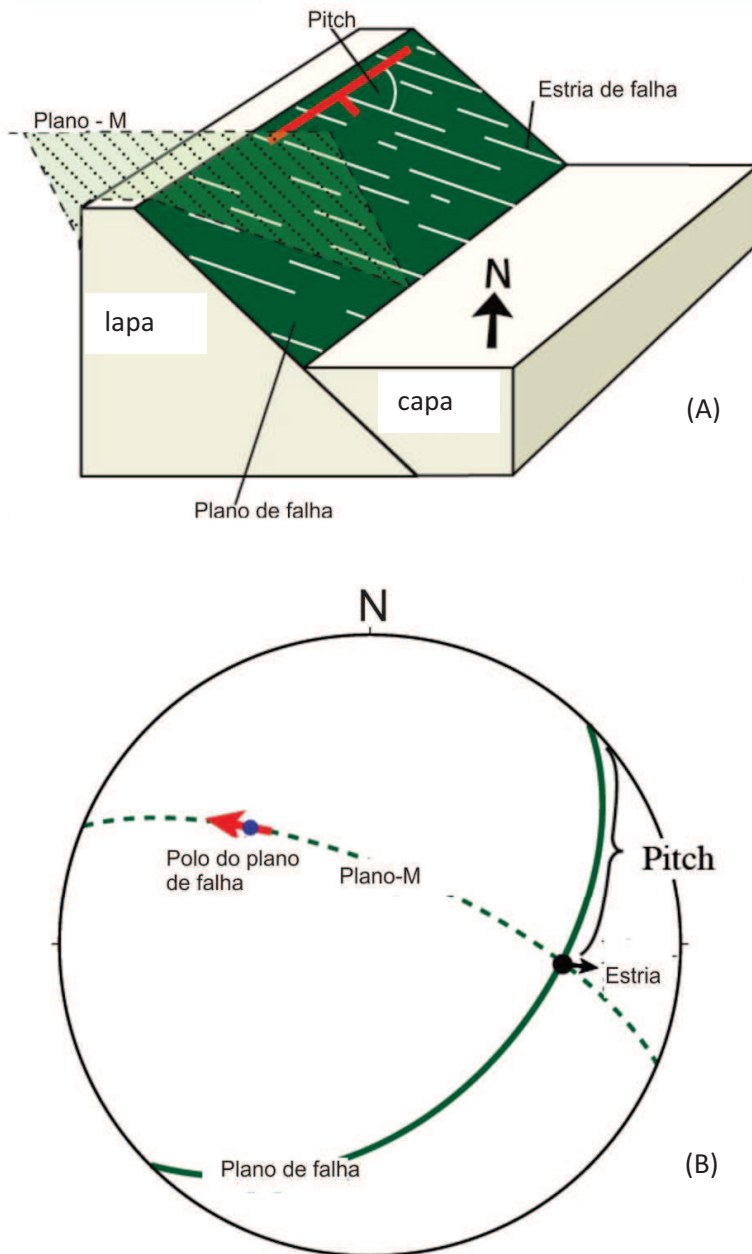


Fig 7.3 – A- esquema ilustrando os elementos de uma falha, como o Plano-M, estria e plano de falha, pitch, capa e lapa. B- Projeção em estereograma dos elementos de falha citados na figura A. Neste caso da falha normal observe que o lapa se move para NW, mesmo quadrante de σ_3 para a falha exemplificada em (A). Retirado de Fossen, 2010

7.2-Análise das estrias de deslizamentos entre planos de acamamento (E_d)

Como explicado no capítulo anterior, esta estrutura está diretamente relacionada ao mecanismo de dobramento das camadas sedimentares. O estudo do *paleostress* para esta estrutura consistirá no uso do plano de acamamento (S_0), estria de deslizamento entre planos (E_d) que está contida no S_0 e sentido de movimento determinado em campo.

Como E_d está diretamente relacionada ao dobramento, o cálculo dos vetores σ_1 , σ_2 , σ_3 nos dará os campos de compressão e extensão no qual foram geradas as dobras da área.

Os principais planos de S_0 apresentam mergulho para SW em média de 40° (fig 7.4), bem semelhante à medida do flanco maior das dobras da fase D1, e E_d é praticamente *down-dip*. Outros planos de S_0 mergulham para NE também com 40° em média (fig 7.4).

A análise dos 37 dados mostra que σ_1 está orientado ora no quadrante SW e ora no quadrante NE, sempre com caimento sub-horizontal. O σ_2 está orientado ora no quadrante NW e ora SE, também sub-horizontal. Já σ_3 está com caimento sub-vertical podendo estar orientado nos quatro quadrantes (fig 7.4). Logo temos σ_1 e σ_2 na horizontal e σ_3 na vertical, orientação comum para uma compressão pura, coerente com a geração das dobras da fase D1.

Com o cálculo dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , conclui-se que o sistema de tensões que gera E_d e conseqüentemente o dobramento das camadas, é compressivo puro na direção SW-NE, com extensão sub-vertical. O valor médio para σ_1 , σ_2 e σ_3 é $48,8^\circ/6,6^\circ$; $138,8^\circ/4^\circ$ e $232^\circ/83,4^\circ$, respectivamente (fig 7.5).

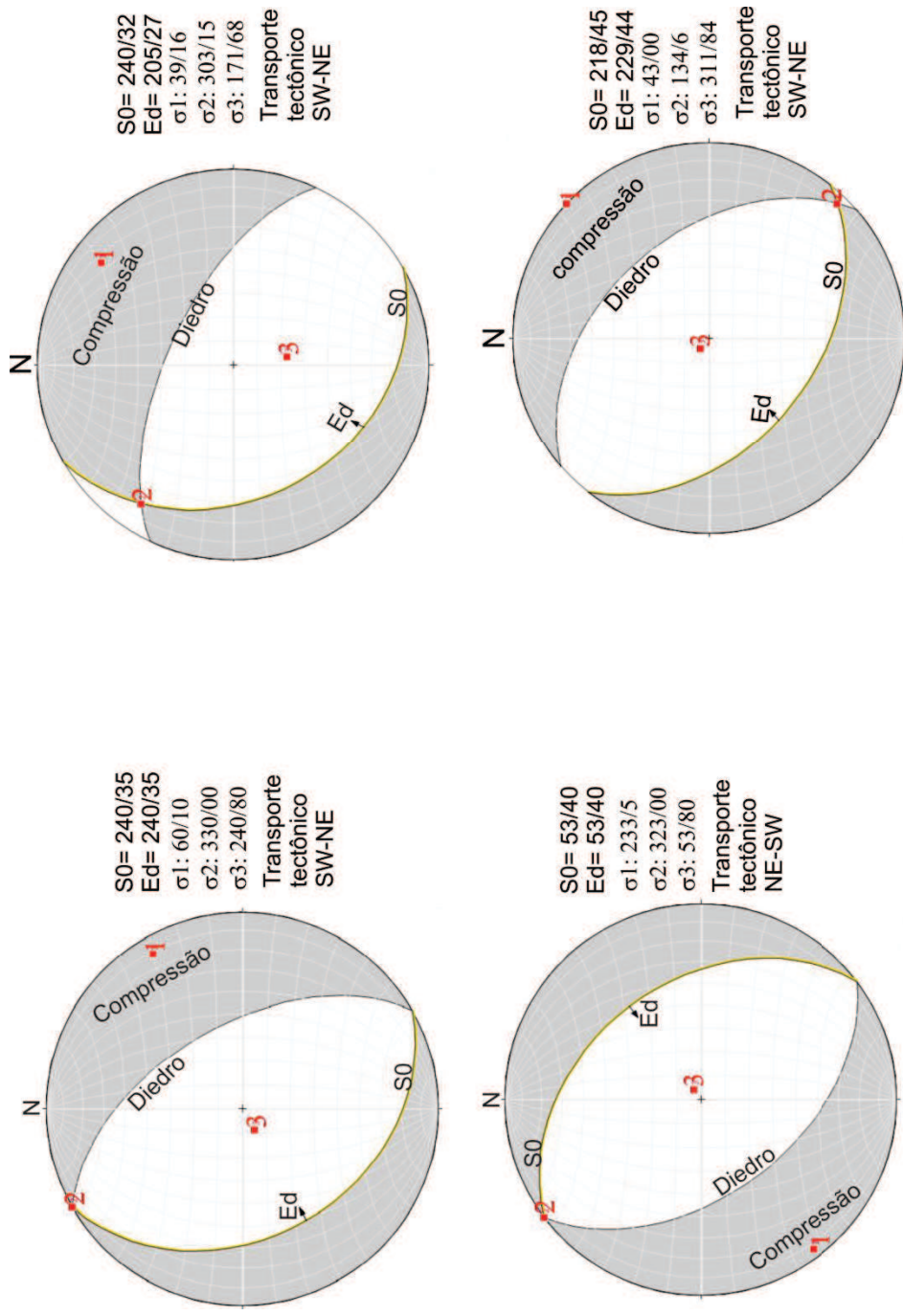


Fig 7.4 – Estereograma com a solução do diedro reto para os conjuntos de S_0 , E_d e diedro-reto, mais representativos dentre todas as medidas. A área colorida em cinza é a região de compressão e a branca de extensão. Os vetores σ_1 , σ_2 , σ_3 estão plotados em vermelho e calculado ao lado de cada rede. O σ_1 mergulha pouco e sempre nos quadrantes SW e NE, quadrantes da compressão, σ_2 é sub-horizontal nos quadrantes NW e SE e σ_3 sempre íngreme nas proximidades do centro da rede estereográfica, região de extensão. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

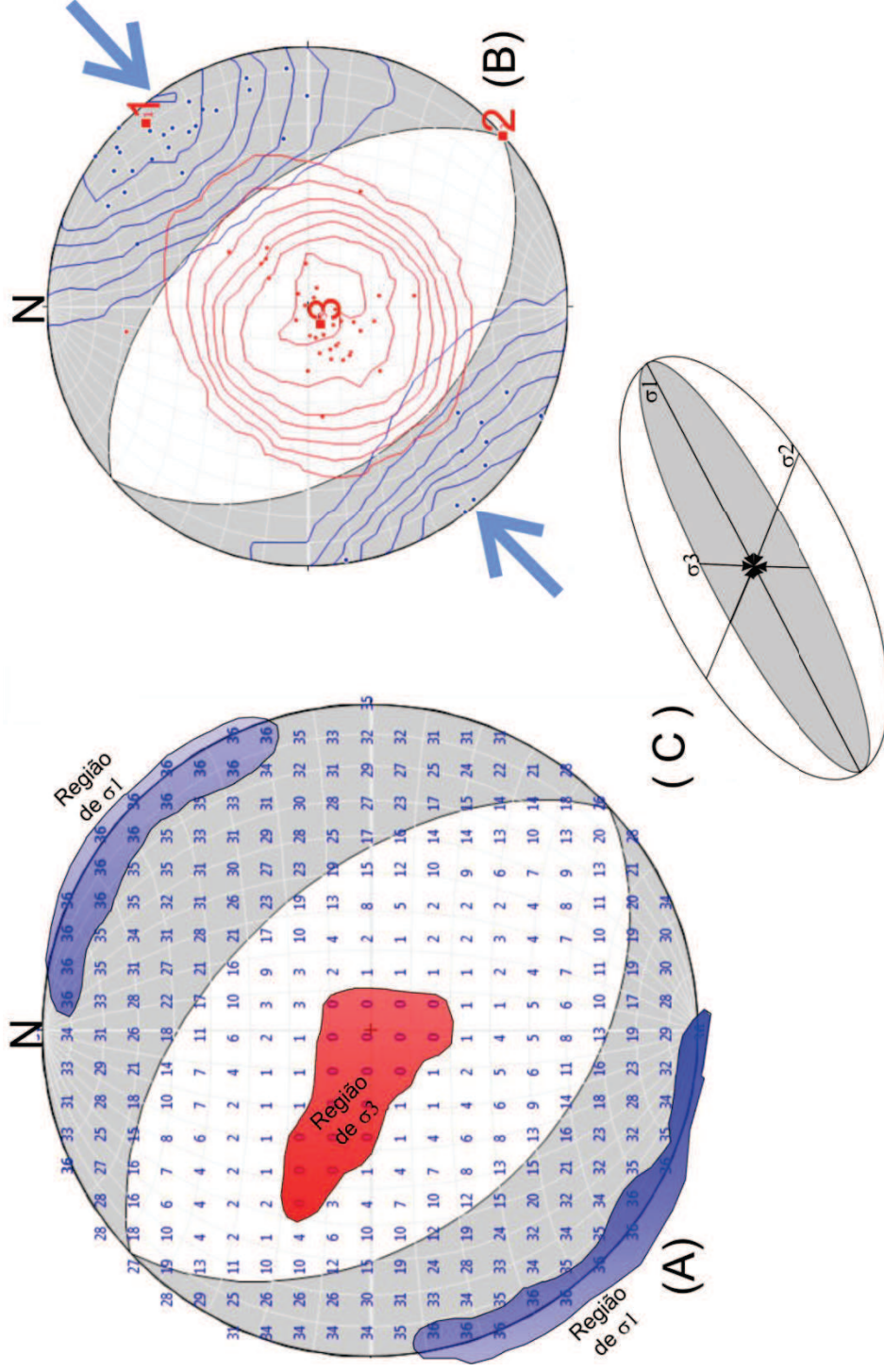


Fig 7.5 – (A) Solução para P-dipolo, com $N=37$. O contorno em azul indica a região de maior probabilidade de orientação do eixo P, e em vermelho os valores próximos a 0 que é a região de maior probabilidade de orientação do eixo T. (B) É apresentado os eixos P (azul) e T (vermelho) para as medidas de E_d . Os quadrados vermelho são referentes aos eixos cinemáticos $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, $48,8^\circ/6,6^\circ$; $138,8^\circ/4^\circ$ e $232^\circ/83,4^\circ$, respectivamente. Os pontos em azul representam o eixo P e em vermelho o eixo T para cada conjunto de S_0 e E_d . A seta maior em azul indica o sentido de compressão para o conjunto. (C) elipsoide de stress esquemático ilustrando a orientação dos vetores. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012

7.3- Análises das falhas

No capítulo de estrutural dois conjuntos de falhas com atitudes distintas são descritos: um conjunto apresenta *strike* NW-SE e o outro NE-SW. Então se aplicou o método do diedro-reto de Angelier e Machler, (1977) para os dois conjuntos.

Ao plotar todos os dados e calcular os eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 ficou evidente que esses dois conjuntos de falhas não eram contemporâneos entre si, pois em muitos casos os vetores σ_1 e σ_3 não respeitavam as regiões de compressão e extensão, respectivamente, para a solução de todos dados (fig 7.6).

Outro fator importante é que o calculo do P-diedro não apresentou uma boa confiabilidade, com valores dispersos e com confiabilidade de 79%, para um total 62 amostras e máxima orientação de 49 (fig 7.7). Logo foi necessário um refinamento dos dados para melhorar a confiabilidade da solução final.

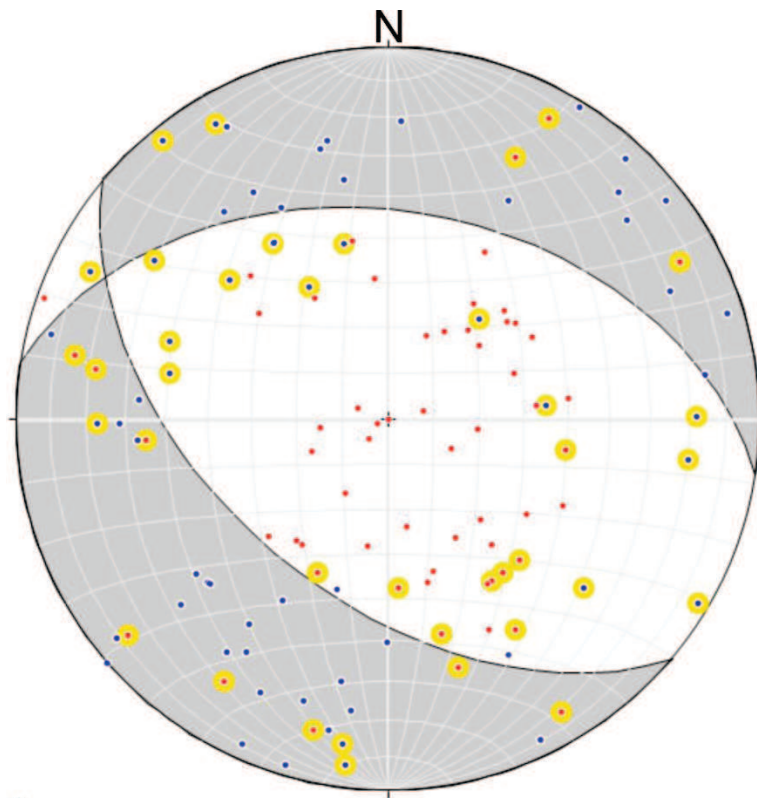


Fig 7.6- Solução do diedro-reto para todos os dados das falhas, N=62. Os pontos em azul são os eixos P e em vermelho os eixos T. A compressão (σ_1) é representada pela parte em cinza no estereograma, e em branco a área de atuação de σ_3 . Os pontos acesos em amarelo são os dados que não se adequam a solução final para as falhas, pois o eixo P (compressivo) cai em regiões determinadas como extensão (T-diedro). Por este motivo houve nova separação dos dados. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

A partir desta análise foi possível concluir que essas falhas correspondem a mais de uma fase de deformação. Assim decidiu-se fazer uma análise dinâmica dos dois conjuntos de falhas em separado.

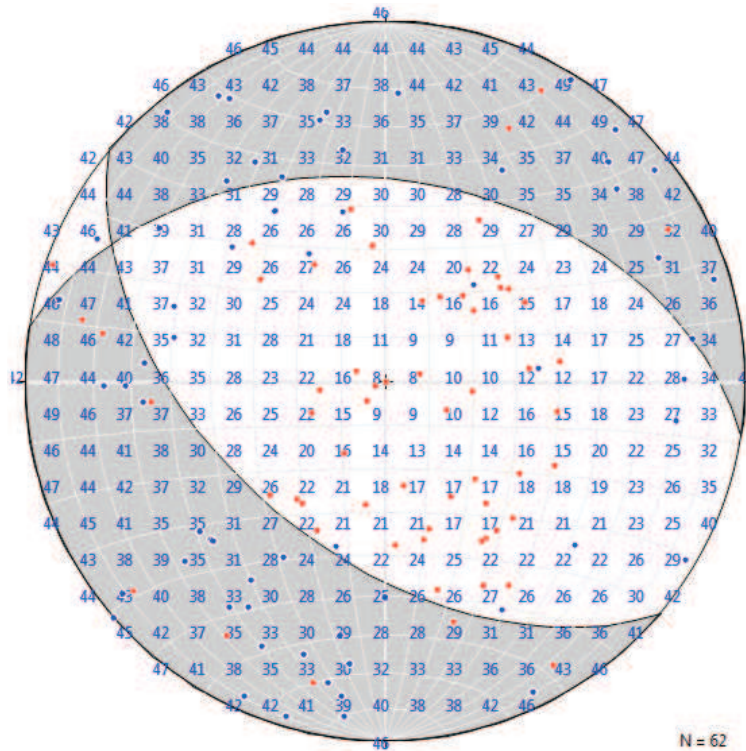


Fig 7.7- Solução do P-diedro para N=62. O valor máximo de P obtido foi de 49 e 8 o mínimo. Esses valores não garantem uma boa confiabilidade, o que leva a pensar em mais de uma família de falha, logo mais de uma fase. Em vermelho está plotado os eixos T e em azul os eixos P Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

7.3.1-Conjunto de falhas com strike NW-SE (PF.1)

O strike NW-SE é o mesmo do acamamento (S0), da clivagem (S1) e plano axial (PA) das dobras da fase D1. Esta relação geométrica pode indicar uma contemporaneidade destas estruturas, podendo estar relacionada ao mesmo campo de tensão.

As falhas deste grupo mergulham para SW e NE em média com 60°. São falhas reversas com leve componente oblíquo, pois a estria são em sua maioria *down-dip* e o sentido de movimento *up-dip*, indicado pelos ressaltos. A fig 7.8 mostra a relação do movimento da lapa (*footwall*) em relação à capa (*hangingwall*) pelo sentido de caimento da lineação tangente, mostrando dois exemplos de falhas reversas com strike NW-SE.

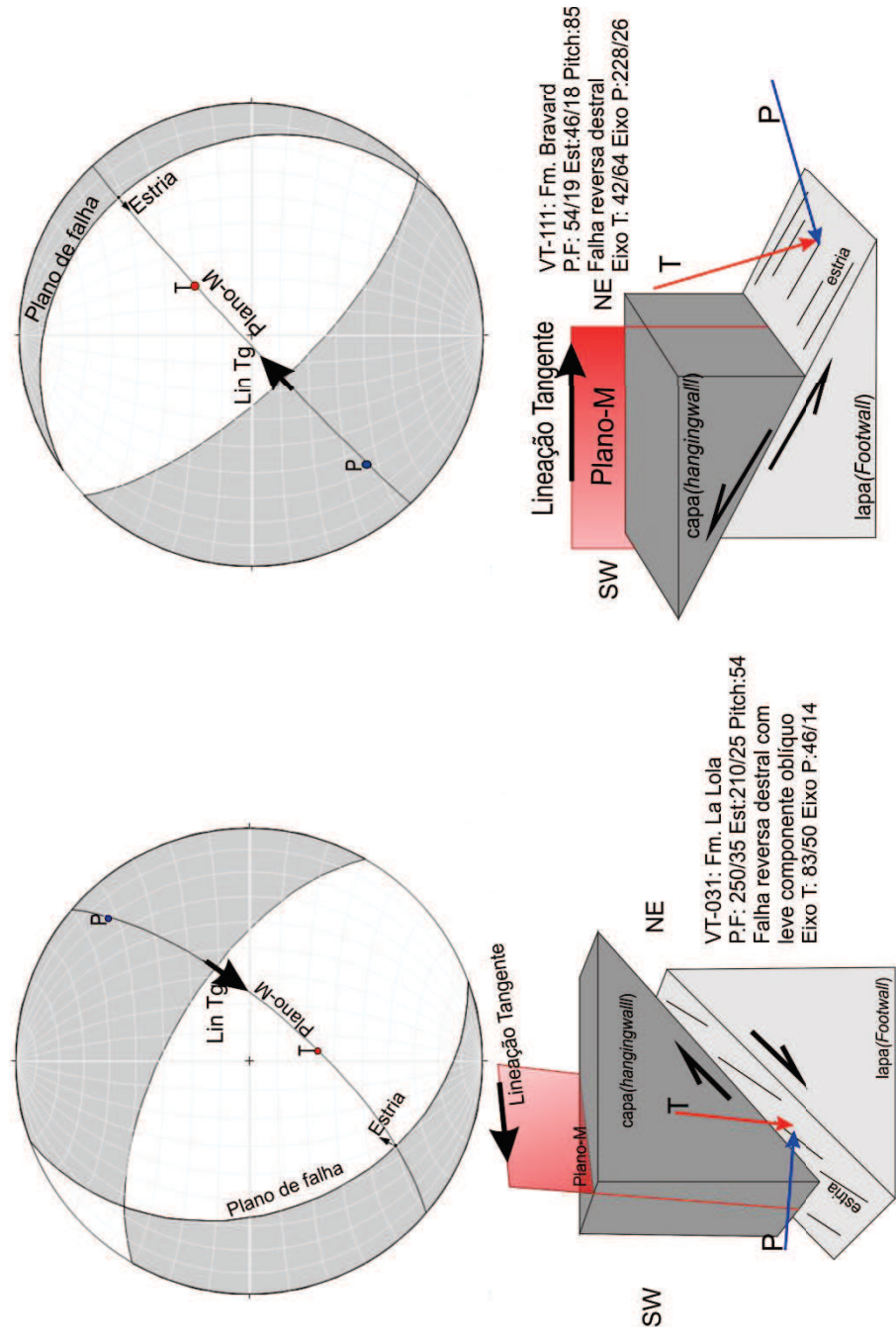


Fig 7.8 –Exemplo de duas falhas NW-SE reversas da *Sierra de La Ventana* com mergulhos opostos. Estereograma apresenta o plano de falha, o plano do diedro, o plano de movimento (M), a estria de falha, a lineação tangente (lin Tg) e os eixos P e T. Em ambos a lin Tg tem o sentido do eixo T, o mais íngreme, exemplificando o movimento da lapa (*footwall*) em relação à capa (*hangingwall*). Os desenhos ilustram os parâmetros apresentados no estereograma. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012

Após o cálculo pelo método do diedro reto, foi possível refinar mais ainda a separação das falhas em duas famílias. Sendo possível então agrupar as falhas pelo campo de tensão. Assim algumas falhas com *strike* ENE –WSW também fazem partes desta família (fig 7.9), pois as regiões de possível orientação do eixo P são semelhantes às observadas nas de *strike* NW-SE .

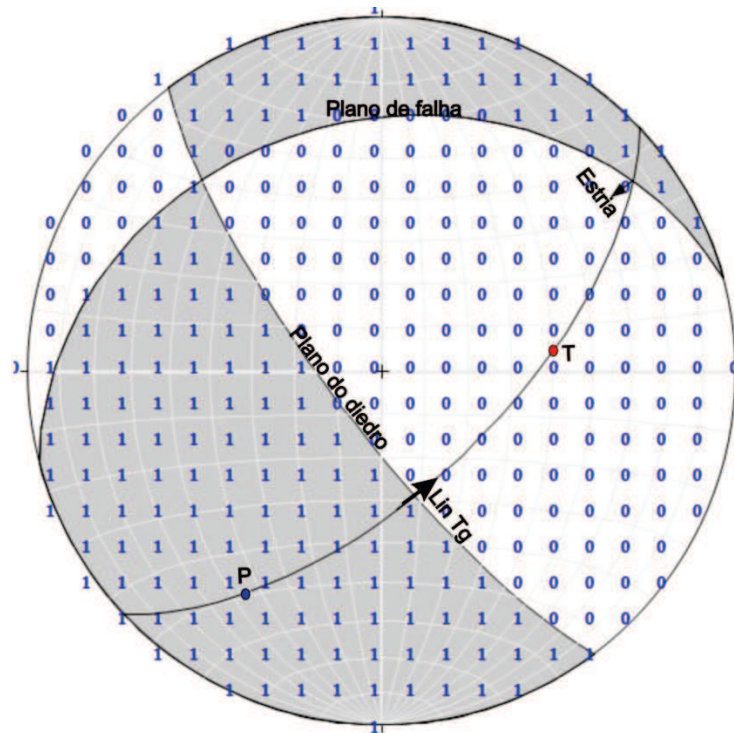


Fig 7.9 – Estereograma com a solução do P-diedro, apresentando um plano de falha com *strike* ENE-WSW que também integra o primeiro conjunto de falhas, pois os eixos P e T plotam em regiões aceitáveis para a gênese deste conjunto Software FaultKin-Allmendinger *et al.*, 2012

Num total inicial de 62 medidas de falha, apenas 28 foram agrupadas nessa primeira família. A solução final do P-diedro apresenta uma confiabilidade ótima, com valor máximo de 27 e mínimo de 0, para N=28 (fig 7.10A).

O sentido da lineação tangente apresenta caimento no sentido do mergulho do plano de falha, caracterizando as falhas como predominantemente reversas, com a lapa (*footwall*) descendo em relação à capa (*hangingwall*) (fig 7.10B).

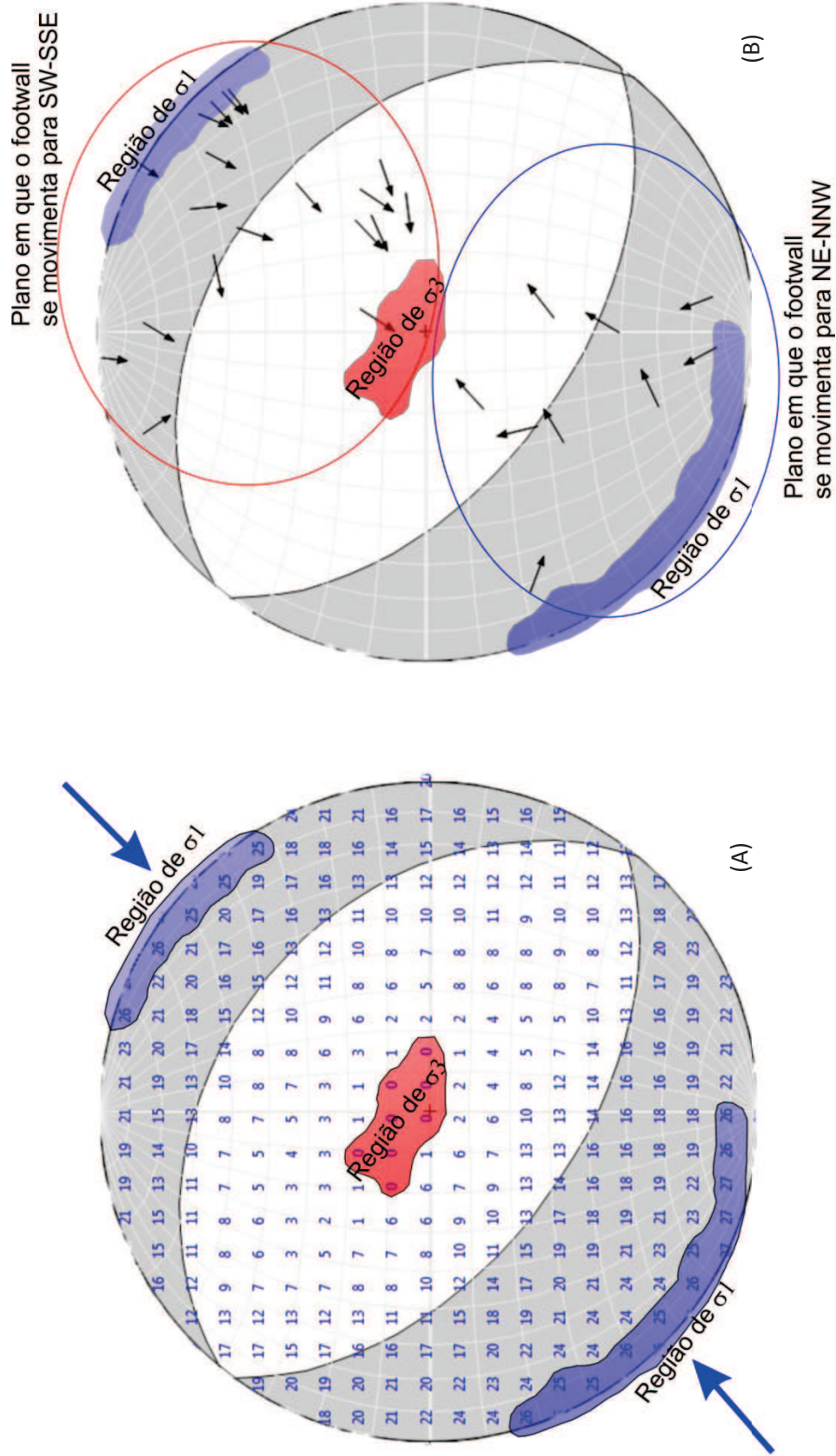


Fig 7.10 – Fault kin, Allmendinger *et al.* (2012). (A) Estereograma com solução do P-diedro do primeiro conjunto de falhas (PF.1), em azul está marcada a região de σ_1 e em vermelho a região de σ_3 . (B) A mesma solução de A só que agora são apresentados as lineações tangentes para cada plano de falha do primeiro conjunto, que convergem para o centro do estereograma região de σ_3 .

As regiões determinadas para P e T através do método P-diedro indicam que o eixo P está nos quadrantes SW e NE com pouco caimento e o eixo T sem preferência por quadrante com caimento mais íngreme, variando de 60 a 88°.

Com o cálculo dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , conclui-se que o sistema de tensões que gerou esta família de falhas apresenta compressão nos quadrantes SW e NE e extensão na vertical. Os valores calculados para σ_1 , σ_2 e σ_3 , são respectivamente: 217,6/08,6; 127,4/01,5 e 27,6/81,3(fig 7.11 A).

O fato de σ_2 estar na horizontal implica que o sistema de tensões para estas falhas é compressivo puro, ou seja, sem componente transcorrente, da mesma forma que o sistema compressivo que gerou as dobras de D1.

Como a orientação dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 , foi possível elaborar um elipsoide de stress esquemático, pois tais vetores não foram mensurados, contudo foi respeitada a relação de $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Na fig 7.11 B é apresentado o elipsoide de stress esquemático com a orientação dos vetores.

Como conclusão temos que o primeiro conjunto de falhas desenvolveu-se em um campo de tensão similar ao que gerou o dobramento das camadas, coerente com a observação de que sua atitude é paralela às principais estruturas da área como S_0 , S_1 e P_A , e com as relações cogenéticas vistas no campo (fig 7.12). Pode ser interpretada em muitos casos como uma evolução progressiva do deslizamento entre os planos do acamamento (fig 7.12), onde a taxa de deformação aumenta a tal ponto que não há mais deformação dúctil e sim rúptil.

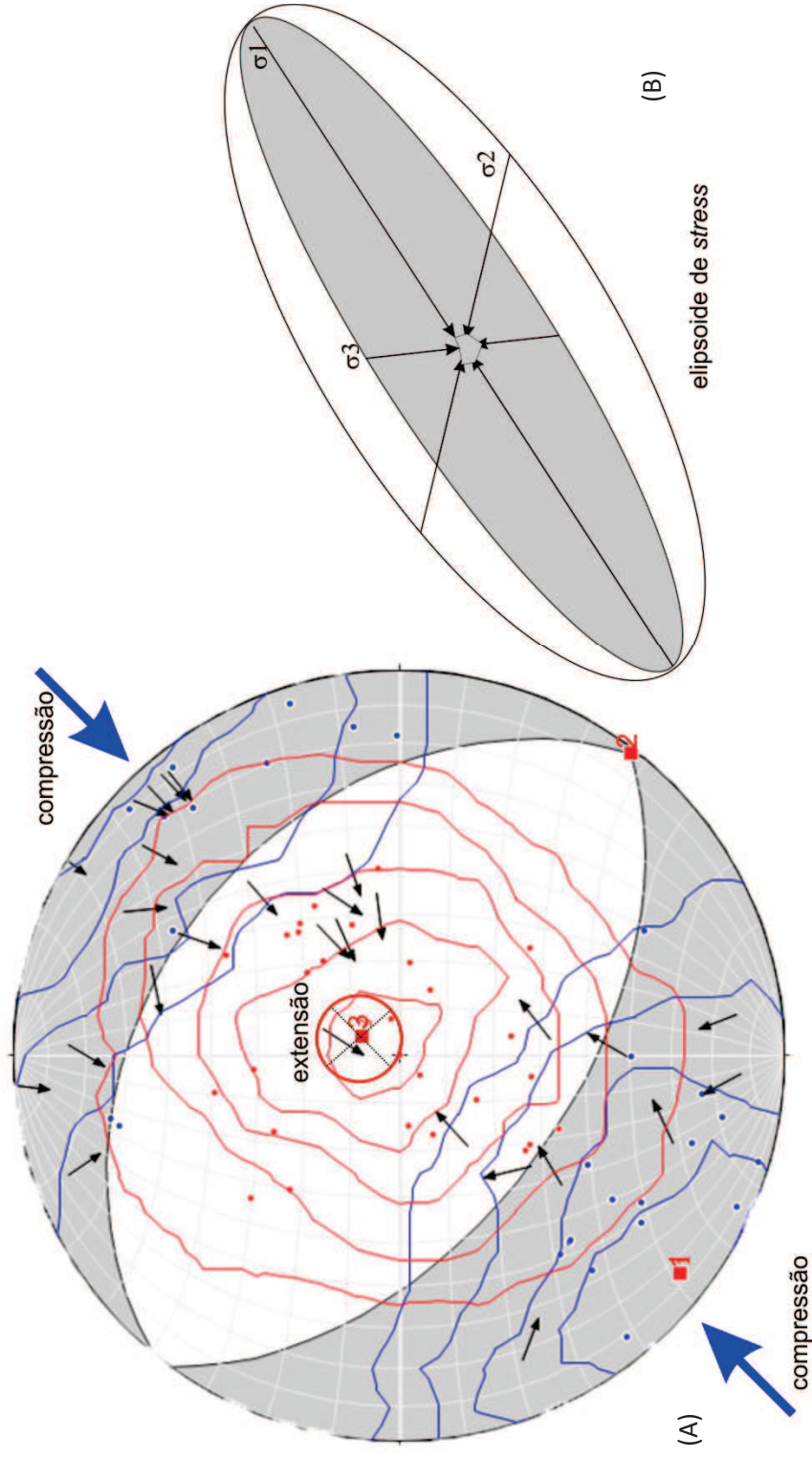


Fig 7.11 - Fault kin, Allmendinger *et al.* (2012). (A) Estereograma com a solução do diedro reto para o conjunto de falhas NW-SE (PF.1). Pontos e contorno azul são referentes ao eixo P, e em vermelho para o eixo T. Os quadrados vermelho 1,2,3 são respectivamente os tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 . As setas em azul indicam a compressão nos quadrantes NE-SW, e o círculo vermelho furando o centro do estereograma representa onde ocorre extensão. (B) representação esquemática em três dimensões dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , em elipsoide de stress.

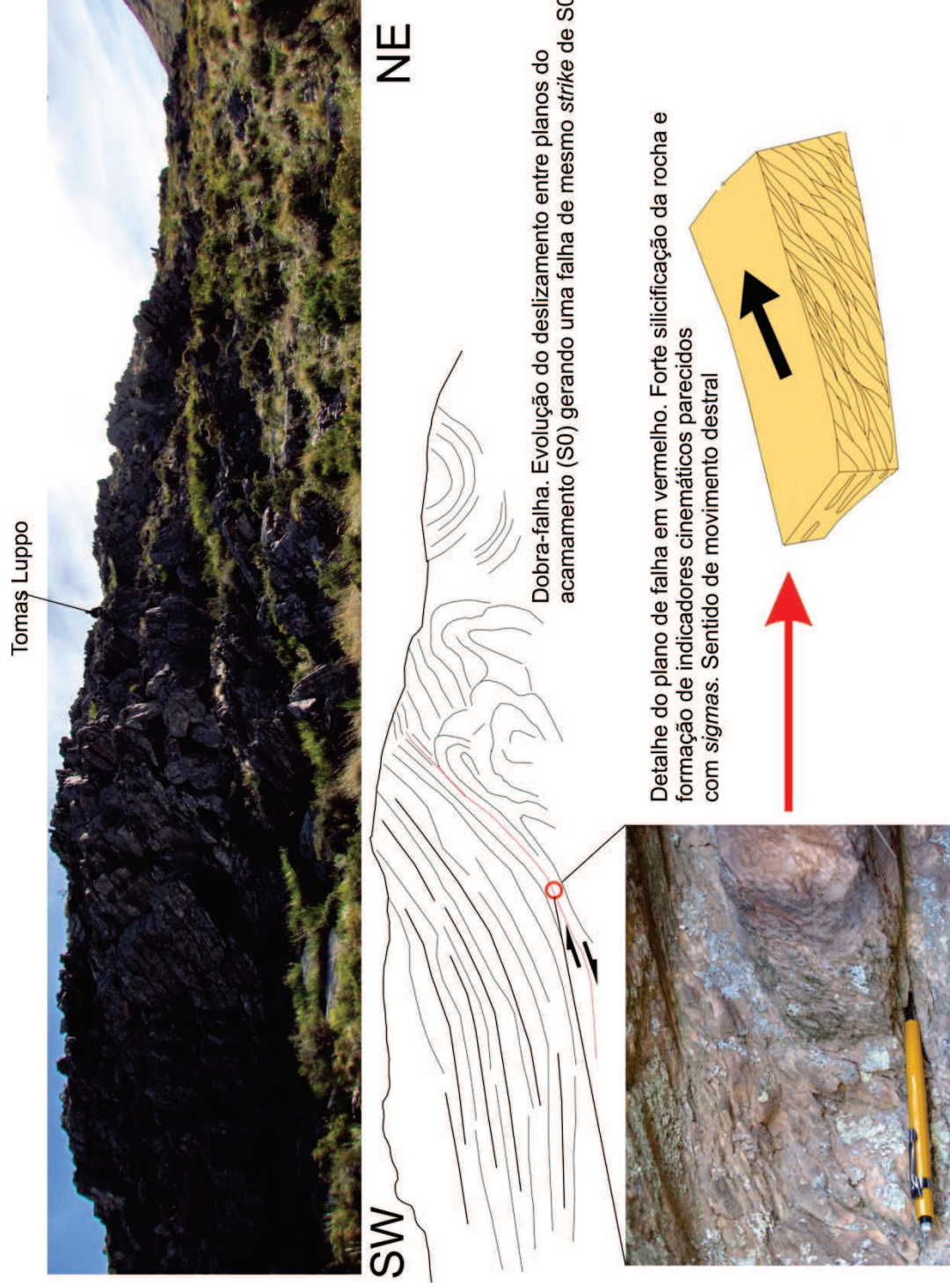


Fig. 7.12 – Foto interpretação de um afloramento com dobra e falha que pode ter sido gerada pela evolução contínua do deslizamento entre os planos do acamamento sedimentar (S₀) durante o dobramento. A foto em detalhe realça a silicificação da rocha próxima a falha e indicadores cinemáticos de um movimento dextral sobre o plano de falha.

7.3.2 Conjunto de falhas de *strike* NE-SW (PF.2)

Este conjunto de falhas possui *strike* ortogonal às principais estruturas planares da área como S1, S0 e PA (fig 7.13), além de corta-las. Caso fosse gerada numa primeira fase de deformação anterior ao dobramento, seria possível encontrar nas brechas de falha desenvolvimento de planos de clivagem, mais não é o caso.

As falhas apresentam mergulho ora para NW ora para SE variando de 50° a sub-vertical. Nesse conjunto existem mais falhas com obliquidade (*pitch*) variando mais que no primeiro conjunto, logo muitas falhas são reversas obliquas (fig 7.14A), destrais em sua maioria, com poucas sinistras. Nessa família foi descrita uma falha normal sinistral, com mergulho íngreme e *strike* NW-SE (fig 7.14B).

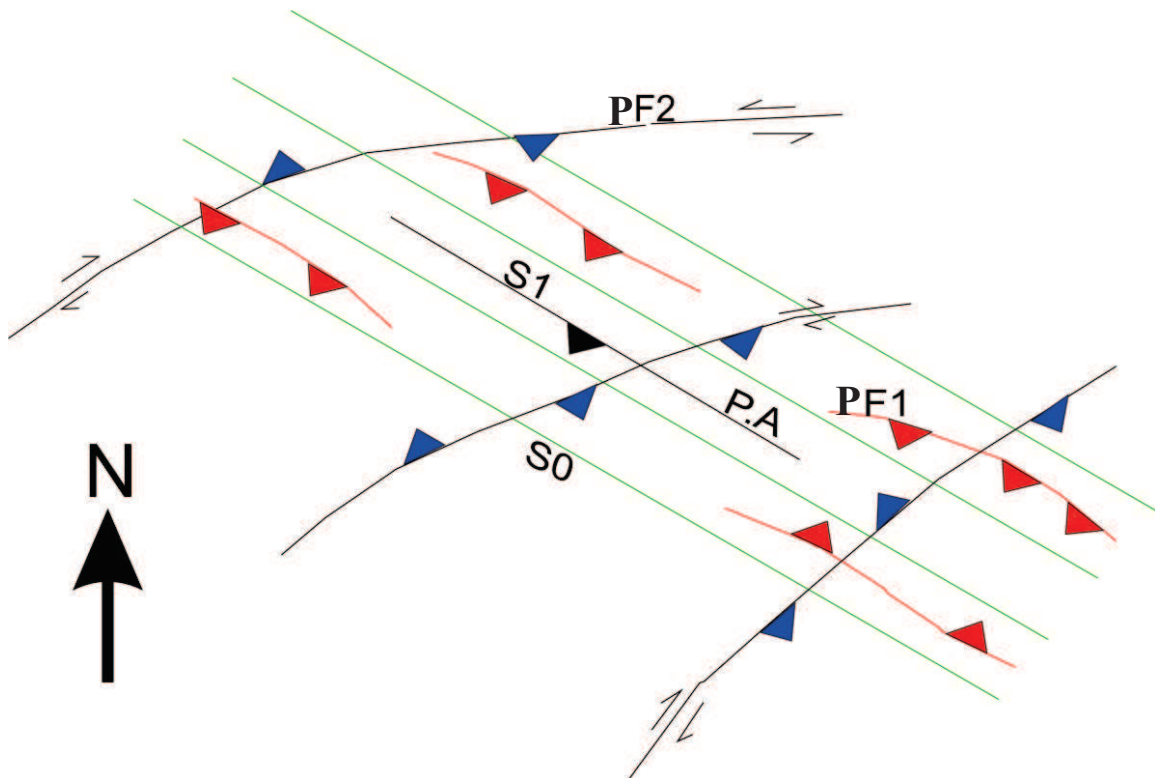


Fig 7.13 – Desenho esquemático explicando a relação do *strike* entre S0, S1, P_A e PF.1 com PF.2. Mostra PF.2 cortando as estruturas geradas na primeira fase D1.

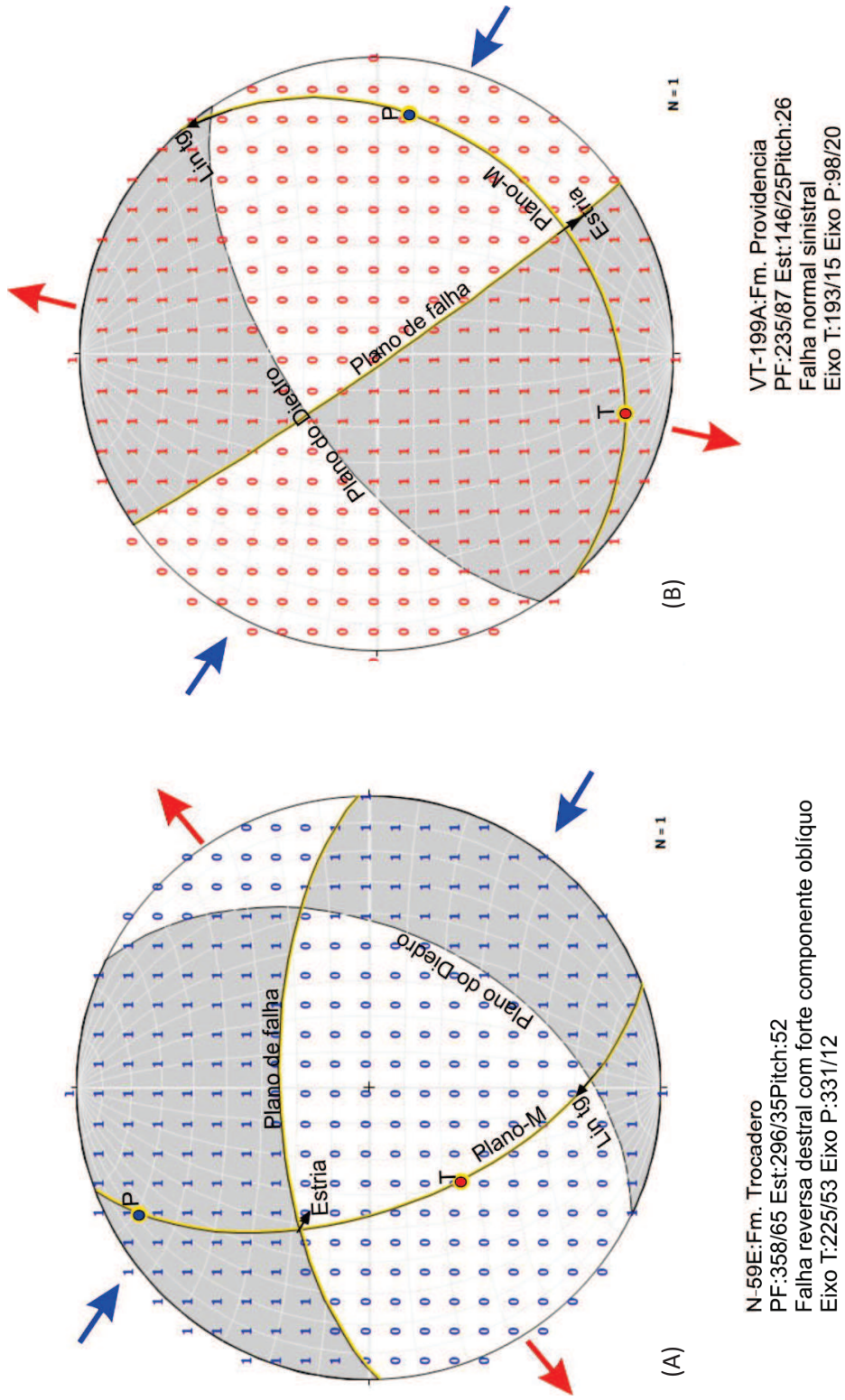


Fig – 7.14 – (A) Estereograma com a solução do P-diedro para uma falha reversa destal do conjunto PF.2. Compressão nos quadrantes NW-SE e extensão NE-SW. (B) Estereograma com a solução do T-diedro para uma falha normal sinistral. Compressão nos quadrantes NW-SE e extensão NE-SW. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012

De um total de 62 medidas de plano de falha e estria, 28 foram usadas para determinar o campo de tensões de **PF.1** e 22 para **PF.2**, somando um total de 50 dados tratados. Os 12 pares (plano de falha/estria) não utilizados são referentes a falhas que não se adequaram a nenhum dos dois conjuntos, tanto na orientação quanto na cinemática e dinâmica.

A solução obtida para os eixos P e T das falhas **PF.2** (fig 7.15A) indica sentido NW-SE para o eixo P com caimento médio de 30°. Para o eixo T o sentido predominante é para o quadrante SE com caimento médio de 60°. A lineação tangente não mostra uma preferência por quadrante (fig 7.15B), pois há sentidos opostos de movimento e não há só falhas reversas como na família **PF.1**.

A solução final dos dados de **PF.2** pelo método do P-diedro para N=22, apresenta boa confiabilidade, com valor máximo de 21 e mínimo de 0 (Fig 7.16A). A partir desta solução foi feito o cálculo da orientação dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 que respectivamente corresponde às medidas: 310,3/28,6 ; 42,5/4 ; 139,8/61.

Com o cálculo de σ_1 , σ_2 e σ_3 , pode-se concluir que trata-se de uma compressão, pois σ_1 está plungeando 28°, σ_3 está plungeando 61° e σ_2 está orientado para NE plungeando 4°, sub-horizontal.

Para conjunto de falha **PF.2** o sistema determinado é compressivo, com encurtamento NW-SE e extensão mais próximo da vertical (Fig 7.16B).

Comparando a orientação dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , de **PF.1** e **PF.2**, observa-se que houve uma mudança de quase 90° em torno do eixo X (vertical) cartesiano no sentido anti-horário para sigma 1 e sigma 2, e em torno de 20° no eixo Y (horizontal) também no sentido anti-horário, na passagem de D1 (que gerou as dobras F1 e as falhas do conjunto PF.1) para D2 (que gerou as falhas do conjunto PF.2).

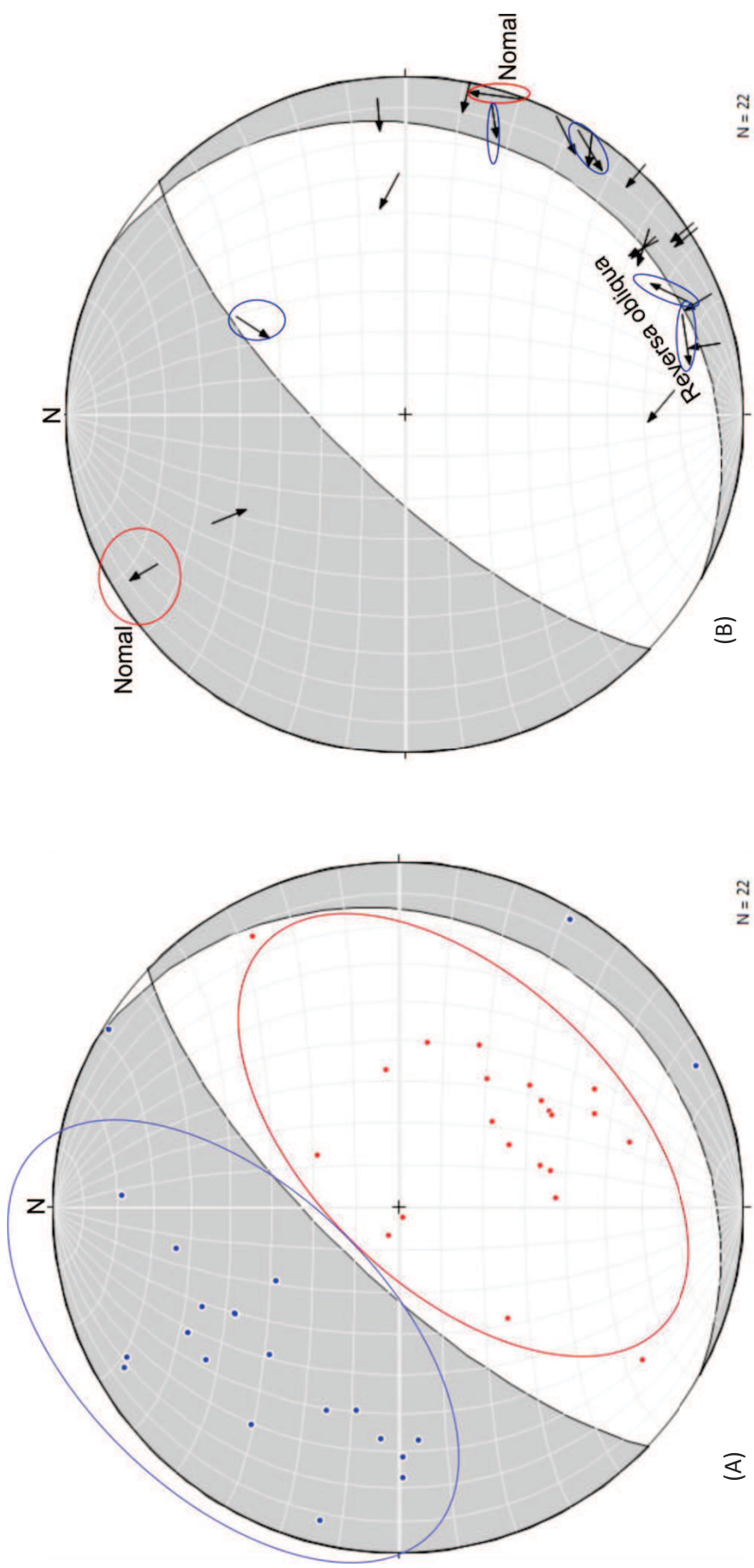


Fig 7.15- (A) – Estereograma com a solução final do método do diedro reto com a distribuição dos eixos P (azul) e T (vermelho). (B) Estereograma com a mesma solução de (A) mostrando que não há predomínio da direção da lineação tangente para um quadrante específico, exemplificando que o sentido de movimento é variável. Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

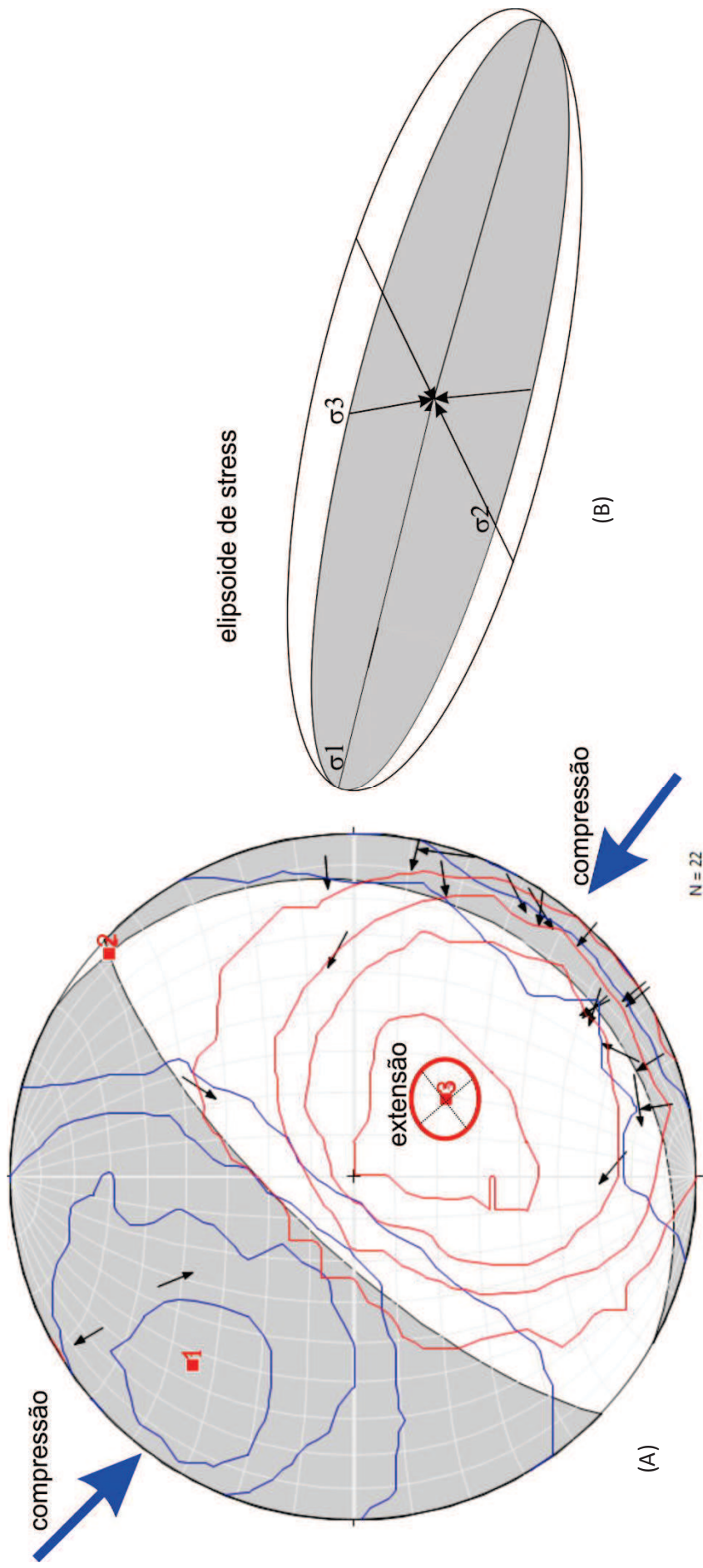


Fig 7.16 – A – Estereograma com a solução do diedro reto para o conjunto de falha NE-SW (PF.2). O contorno azul é referente ao eixo P, e em vermelho o eixo T. Os quadrados vermelho 1,2,3 são respectivamente os tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 . As setas em azul indicam a compressão nos quadrantes NE-SW, e o círculo vermelho furado no centro do estereograma representa onde ocorre extensão. (B) Elipsoide de stress esquemático mostrando a orientação dos vetores Software FaultKin- Allmendinger *et al.*, 2012.

8 - Microtectônica

Este capítulo é dedicado à análise das estruturas na escala microscópica. Considerando que o metamorfismo é de baixo grau, esses tipos de rochas sedimentares não desenvolvem assembleias minerais, principalmente alumino silicatos com Fe e Al, que determinem com mais precisão os intervalos de pressão e temperatura pelos quais essas rochas passaram. Então utilizou-se a microtectônica como uma ferramenta para estimar tais condições.

A partir da análise da deformação no quartzo, mineral predominante nas rochas da Sierra de La Ventana, pode-se estudar suas estruturas, os mecanismos de deformação que as geraram e as condições de pressão e temperatura que vigoraram durante a deformação. Portanto esse capítulo foca inicialmente na descrição das lâminas petrográficas dos quartzitos e em sequência nas lâminas dos quartzitos micáceos e dos filitos.

8.1-Quartzo – características e tipos de recristalização

A determinação do mecanismo de recristalização do quartzo trará informações relevantes para o metamorfismo. Isso porque a temperaturas diferentes, mecanismos de recristalização distintos predominam (Passchier e Trouw, 2005).

Os mecanismos de deformação dependem de fatores como mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho do grão, orientação da trama preferencial, porosidade, permeabilidade, temperatura, pressão litostática, *stress* diferencial, pressão de fluido e taxa de *strain* (Passchier e Trouw, 2005).

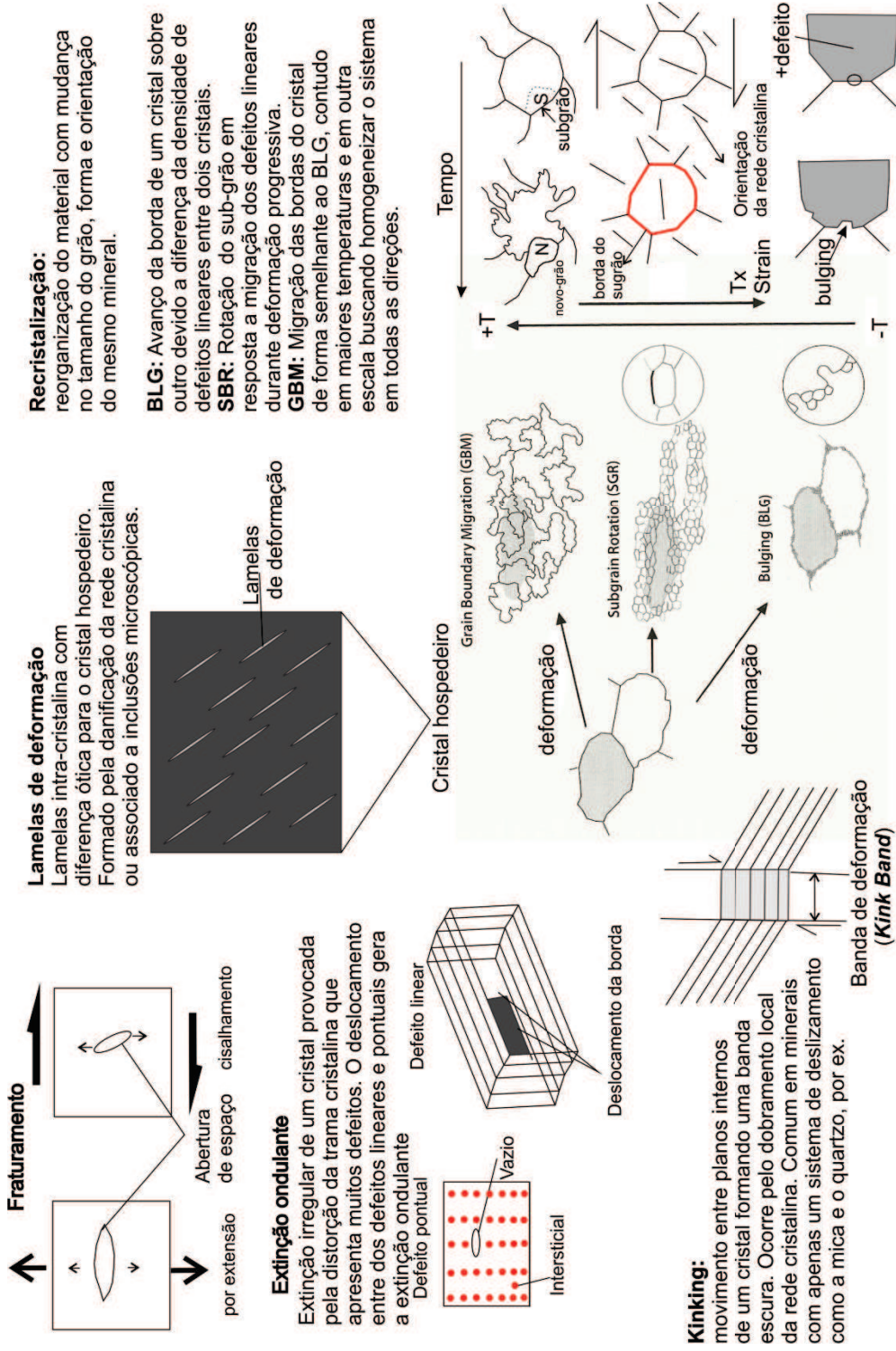
O quartzo não é totalmente entendido no que diz respeito ao seu comportamento diante da deformação (Passchier e Trouw, 2005). Em diferentes faixas de temperatura predominam distintos mecanismos de deformação dominantes para este mineral.

Em condições de muito baixo grau (abaixo de 300°C) as estruturas mais comuns são **fraturas em grão, extinção ondulante, kink bands** (Nakashima e Takeshita 1999, apud Passchier e Trouw, 2005). O mecanismo de **recristalização em bulging (BLG)** pode ocorrer em quartzo extremamente deformado em baixo grau (Wu e Groshong 1991 a, apud Passchier e Trouw, 2005).

Em condições de baixo grau (300-400°C) as principais estruturas desenvolvidas são a extinção ondulante e **lamelas de deformação** (Passchier e Trouw, 2005). O mecanismo de recristalização dominante nessas condições é o BLG.

Em temperaturas que variam entre 400-500°C, consideradas médias, as características comum são recuperação de grãos, forte achatamento de grãos antigos e estruturas de recristalização. O mecanismo de recristalização dominante é o **subgrain rotation (SGR)**.

Em temperaturas variando de 500-700°C o mecanismo de recristalização mais comum é o **grain boundary migration (GBM)**. Os grãos ganham a forma amebóide. As palavras grifadas nos parágrafos acima são ilustradas e explicadas na figura 8.0.



Recristalização:

reorganização do material com mudança no tamanho do grão, forma e orientação do mesmo mineral.

BLG: Avanço da borda de um cristal sobre outro devido a diferença da densidade de defeitos lineares entre dois cristais.

SBR: Rotação do sub-grão em resposta a migração dos defeitos lineares durante deformação progressiva.

GBM: Migração das bordas do cristal de forma semelhante ao BLG, contudo em maiores temperaturas e em outra escala buscando homogeneizar o sistema em todas as direções.

Fig 8.0 – Estruturas deformacionais geradas nos grãos de quartzo e os mecanismos de deformação responsáveis para gerar estruturas em diferentes condições de pressão e temperatura. Figuras e textos retirados e baseados no livro de Passchier e Trouw, 2005.

O objetivo principal desta abordagem foi descrever as principais características da forma de ocorrência do quartzo nas rochas da *Sierra de La Ventana* e discutir o comportamento do quartzo dominante nas lâminas petrográficas obtidas.

Neste estudo foi possível reconhecer feições como: fraturamento de grão, cominuição do cristal em micro-brechas (brecha que tem fragmentos menores que 1mm, Fossen, 2010), extinção ondulante e *kink band*. Quanto à recristalização, as rochas apresentam predominantemente estruturas geradas nos mecanismos de recristalização do tipo BLG, e em alguns casos do tipo SGR.

O fraturamento do grão pode ocorrer por movimento cisalhante (fig 8.1), com deslocamento lateral do cristal. Na figura 8.1 é possível observar recristalização do tipo BLG e um pouco de SGR, mostrando que ambas podem ocorrer juntas e que o limite de onde começa uma e termina a outra não é tão claro.

Foram observadas brechas (fig 8.2). A micro-brecha descrita apresenta espessura diferente na mesma lâmina, podendo ser mais delgada (fig 8.2 A) e mais espessa (fig 8.2B). A matriz da micro-brecha é escura e os grãos bem fragmentados, de diferentes tamanhos e bem angulosos.

A orientação dos cristais, segundo uma direção preferencial, indica que houve tempo durante a deformação para o rearranjo da petrografia. A figura 8.3 é um exemplo da relação entre micro-brecha e a orientação dos grãos indicando que as brechas cortam bruscamente a orientação preferencial.

A extinção ondulante pode ser derivada dos defeitos lineares como explicado na figura 8.0. Outra estrutura observada é a deformação do quartzo por *kink band* e fraturamento (fig 8.4). A deformação por *kink band* também pode gerar extinção ondulante como exemplificado na fig 8.4.

A recristalização do tipo BLG é a mais comum observada nas lâminas da área. Ocorre no contato entre distintos grãos de quartzo (fig 8.5) e é marcada pelo avanço de um cristal sobre o outro. Este processo ocorre pela diferença na densidade de defeitos lineares entre os cristais em contato, de forma que o grão com mais defeito é consumido pelo grão com menos defeitos (fig8.0) (Passchier e Trouw, 2005).

Com o progresso do mecanismo do tipo BLG fica mais claro o avanço do cristal e formatos do tipo embaiamento (forma de baías, feição geográfica) são mais acentuados (fig8.6). Ao analisar os múltiplos contatos do cristal com BLG, a determinação de qual cristal está sendo consumido se torna uma tarefa difícil (fig 8.6).

Determinar onde começa a ocorrer o mecanismo de deformação por recristalização do tipo SGR e não mais BLG é difícil. Ambos os mecanismos podem ocorrer juntos, e nesse caso é importante determinar qual é predominante (fig 8.7). Um mesmo cristal pode apresentar estruturas geradas pela recristalização do tipo BLG e SGR (fig 8.8).

A rotação de um sub-grão é observada pela mudança da orientação ótica do mesmo em relação ao cristal hospedeiro, indicada pela extinção em posições diferentes. Esta rotação ocorre por um movimento cisalhante que gira as bordas do sub-grão.

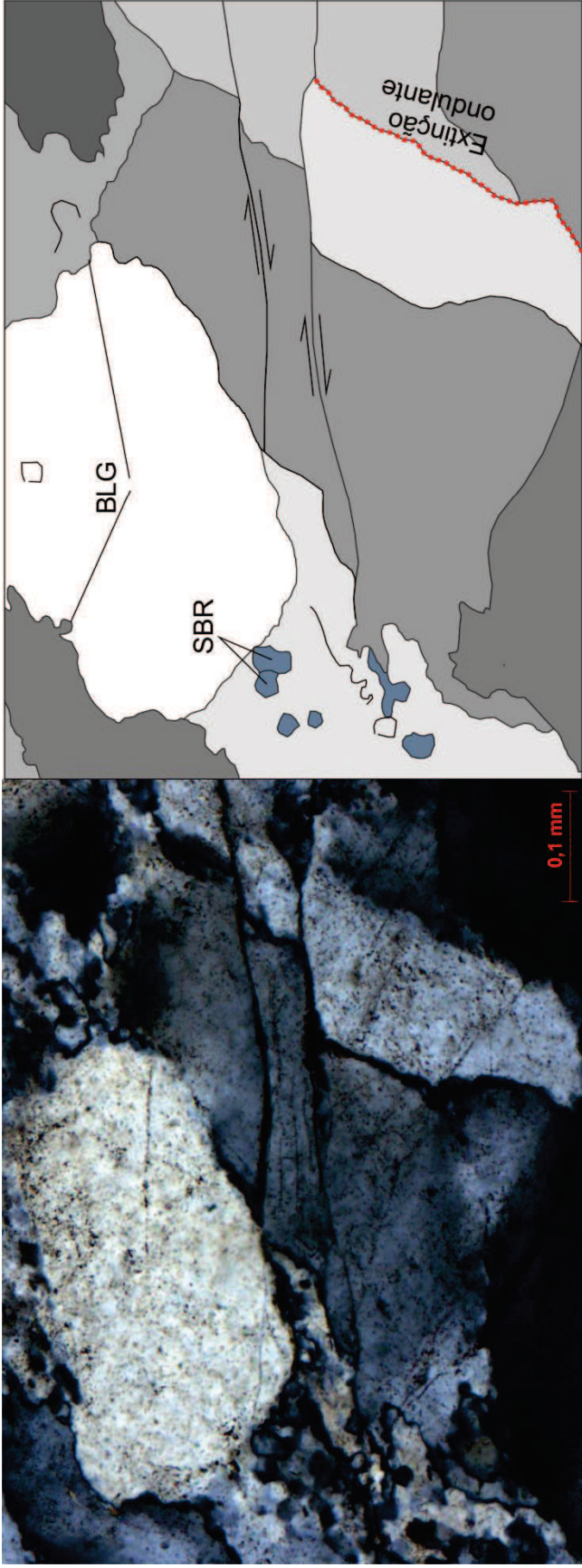


Fig 8.1 – Fm. Bravard. Fotomicrografia a esquerda de uma lâmina de quartzo, a direita desenho demonstrativo das estruturas. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, fraturamento de cristal por cisalhamento, e recristalização do tipo BLG e SBR.

Fig 8.2- Fm. Bravard.

(A) microbrecha de falha de 0,1mm com limites bruscos em relação aos cristais. Apresenta diminuição dos cristais, recristalização do tipo BLG e extinção ondulante. (B) microbrecha de falha de 1,5mm com diferença entre os grãos cominuídos, grãos muito angulosos, e pouco de recristalização do tipo BLG.

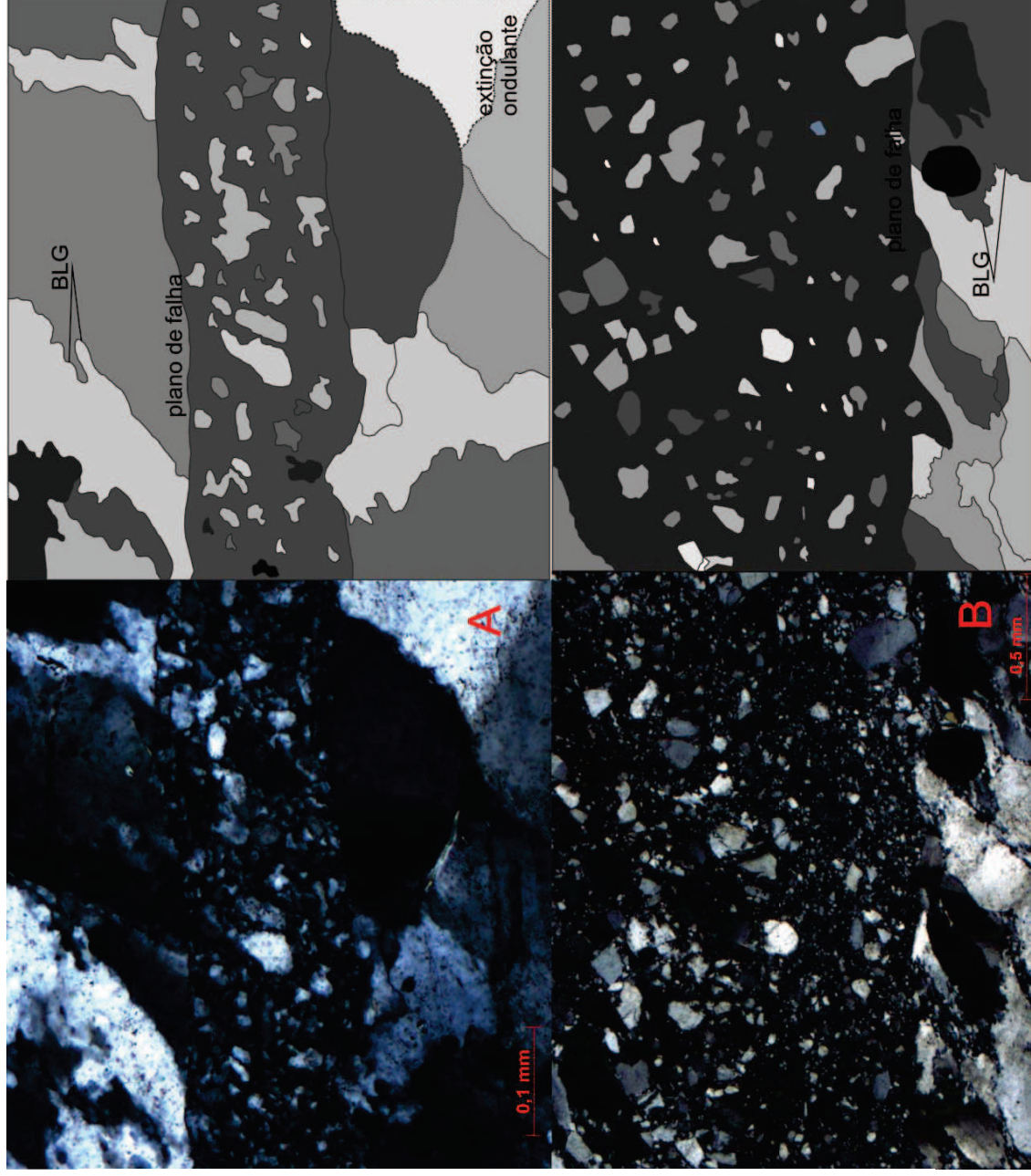




Fig-8.3 Fm Bravard. Micro-brechas de diferentes espessuras truncando bruscamente a orientação preferencial dos cristais.



Fig 8.4 – Fm La Lola. Cristal de quartzo com deformação por *kink band* gerando extinção ondulante e fraturamento do cristal com abertura de espaço.

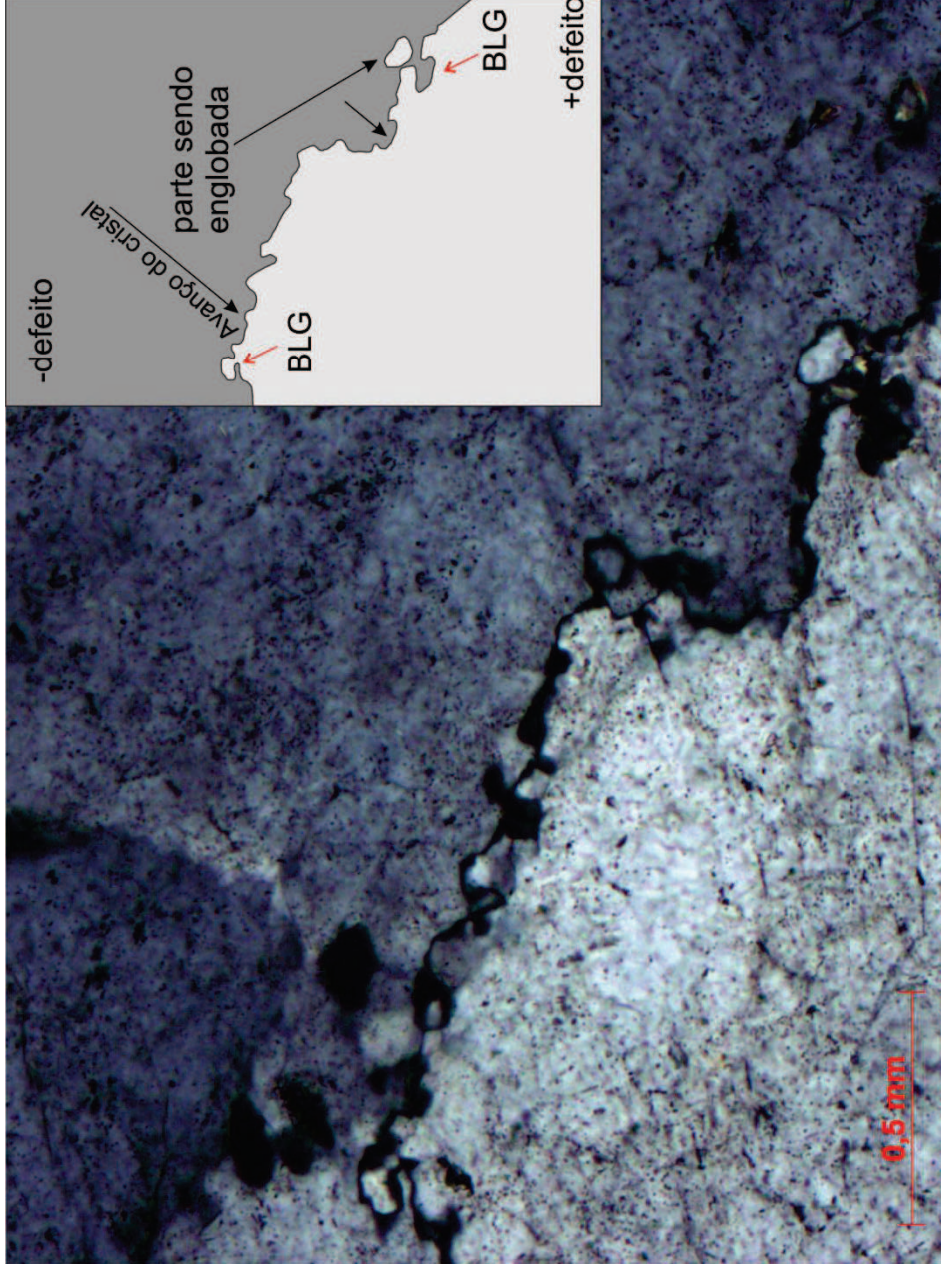


Fig 8.5 –Fm.Mascota. Contato entre dois cristais de quartzo apresentando recristalização do tipo BLG. Cristal mais claro com mais defeitos cristalinos sendo consumido pelo cristal cinza escuro . A progressão do processo pode levar a individualização de alguns grãos com a mesma orientação ótica do grão hospedeiro.

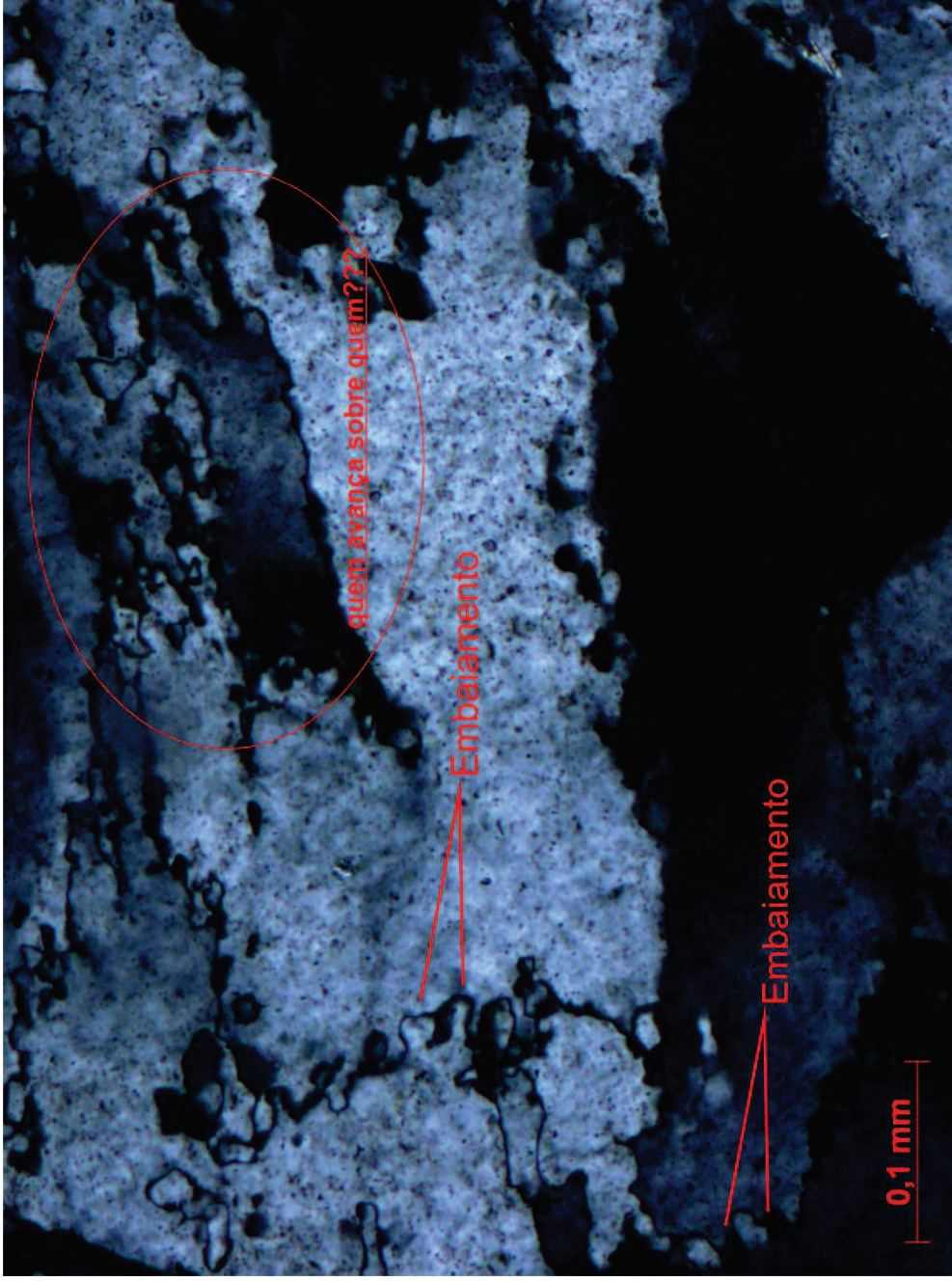


Fig – 8.6-Fm Hinojo – Diferentes cristais de quartzo com recristalização BLG. O avanço de um cristal em relação ao outro apresenta uma formato de embaçamento. Em algumas partes se torna difícil determinar qual cristal avança sobre um outro (circulo vermelho).

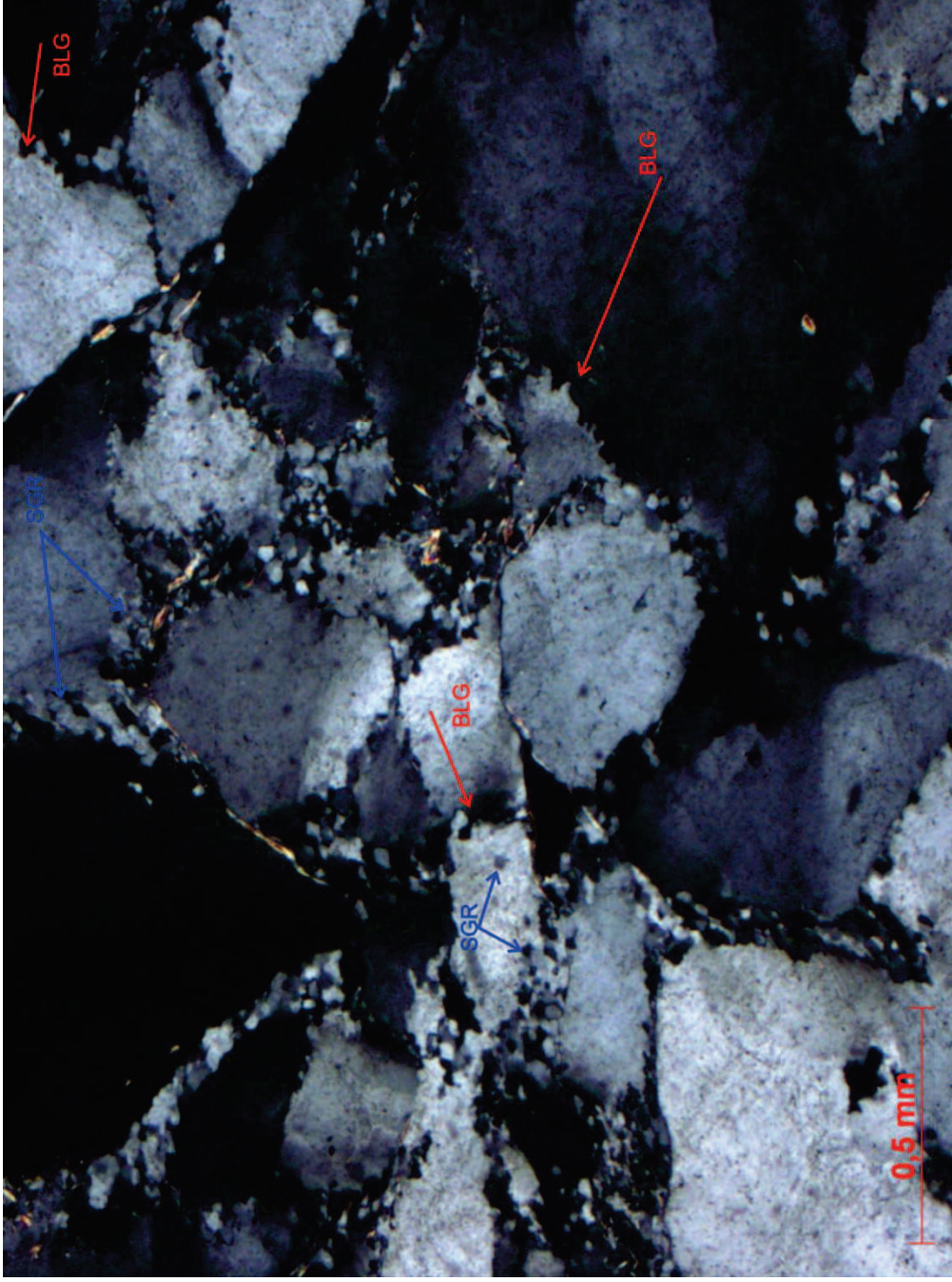


Fig-8.7 – Fm Hinojo – Cristais de quartzo na mesma lâmina que apresentam ao mesmo tempo mecanismos de deformação por recristalização do tipo BLG e SGR. Na escala da fotomicrografia é difícil determinar qual mecanismo é predominante.

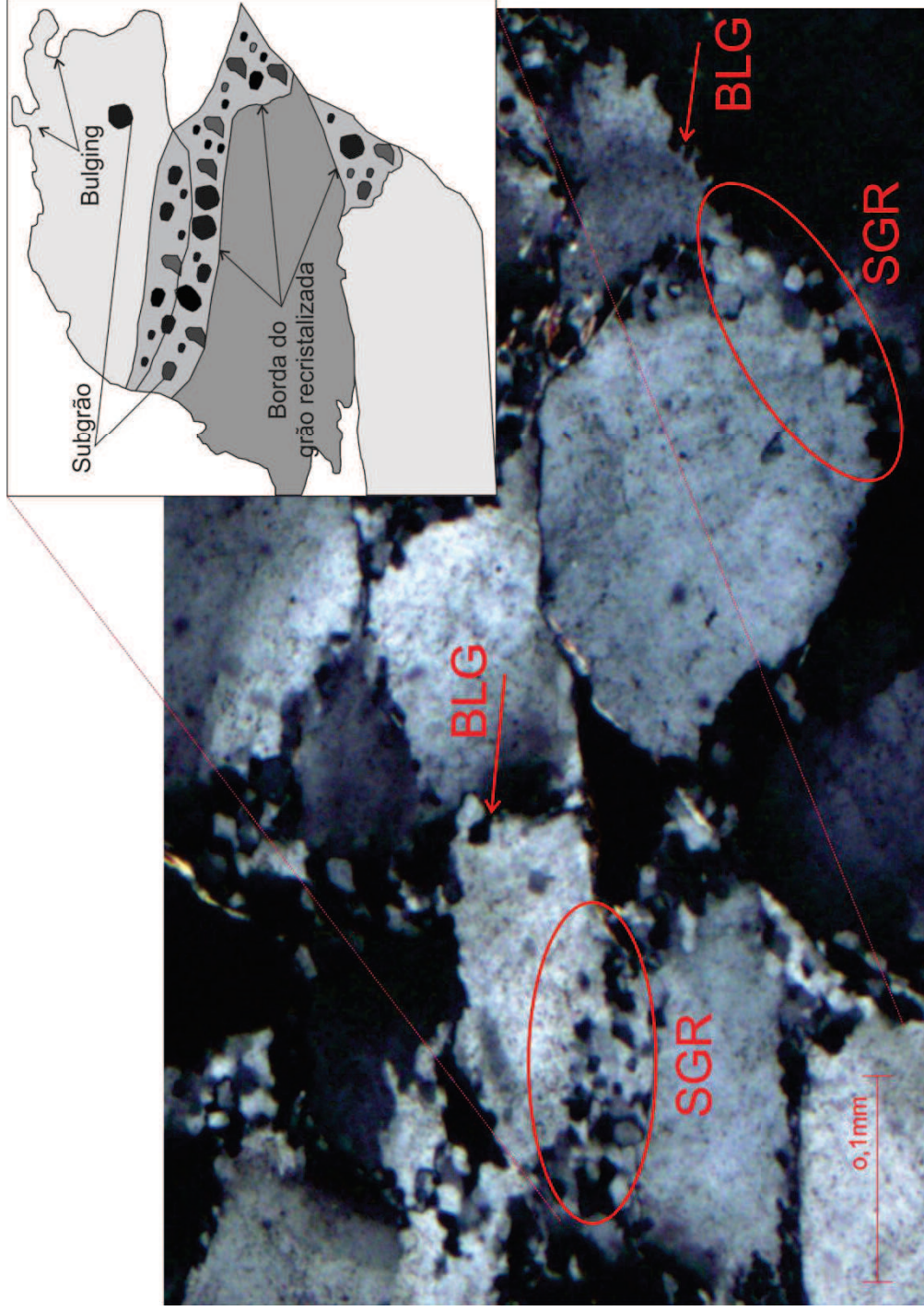


Fig 8.8 – Zoom da foto anterior, mostrando que para um mesmo cristal é possível ocorrer BLG e SGR. E que a recristalização é muito mais clara no contato entre grãos do que no centro do cristal.

A partir do reconhecimento e da análise das microestruturas do quartzo, podemos comparar com os estudos apresentados por Passchier e Trouw, (2005), para então determinar o provável campo de temperatura no qual as estruturas deformacionais desenvolveram-se.

Feições como: faturamento de grão, cominuição do cristal em micro-brechas, extinção ondulante e *kink band*, se adequam a temperaturas de muito baixo grau (>300°C).

Dois tipos de mecanismos de recristalização foram descritos, BLG e SGR. O BLG é o mecanismo predominante em temperaturas de baixo grau (300-400°C), podendo ocorrer também em muito baixo grau (>300°C) para quartzo extremamente deformado.

O SGR é o mecanismo predominante em temperaturas médias (400-500°C). É importante entender que os mecanismos ocorrem juntos em diferentes campos de temperatura. A determinação de qual mecanismo é o predominante em todas as lâminas é a solução mais segura pra se propor um campo de temperatura mínima a que essas rochas foram submetidas.

O mecanismo predominante determinado para este estudo é o BLG, comum em baixas temperaturas e relacionados a taxas de *strain* mais elevadas (Passchier e Trouw, 2005). Levando em consideração as estruturas descritas e os mecanismos de recristalização para o quartzo, a proposta de temperatura média para as rochas é de 300°C.

8.2-Filitos e quartzitos com mica

Tradicionalmente as rochas com conteúdo pelítico são as melhores para definir o campo de pressão e temperatura onde atuou o metamorfismo. Isso porque os minerais metamórficos definidores das fácies metamórficas são alumino-silicatos, como a estauroлита, cianita e silimanita, por exemplo.

Os alumino-silicatos citados acima não foram encontrados nas lâminas tornando difícil determinar o metamorfismo. A não identificação destes minerais é explicada por uma questão composicional, uma vez que as rochas da área são compostas por quartzo, sendo o quartzito o principal litotipo, e por uma questão de baixa temperatura em que esses minerais não se formam.

Apesar disso, uma das abordagens que pode ser feita é a descrição da foliação metamórfica (S_1) principal nessas rochas com filossilicatos e sua comparação com os dados descritos acima sobre a resposta do quartzo à deformação nos quartzitos.

A classificação morfológica da foliação com o uso do microscópio tem como premissa básica a determinação da presença ou ausência de *microlithons* (fig 8.10) (Passchier e Trouw, 2005). Caso não haja *microlithons* a **foliação** será do tipo **contínua**. Quando existe *microlithons* a **foliação** será do tipo **espaçada** (fig 8.10).

Para foliação contínua é importante determinar o tamanho do grão que define a foliação. Se os grãos são finos então se denomina de **clivagem contínua ou ardosiana**. Se os grãos são visíveis a olho nu se denomina de **xistosidade contínuua** (fig 8.10).

Para a foliação espaçada é importante determinar se ocorre ou não **crenulação**. Caso haja crenulação se denomina de **clivagem de crenulação**. Caso não haja crenulação a denomina-se **clivagem disjuntiva** (fig 8.10).

Especificamente para foliações espaçadas outras características são usadas para melhor definir a foliação. As informações importantes a serem descritas são: **espaçamento, a forma e o volume percentual do domínio de clivagem, a relação espacial entre os domínios da clivagem e a transição entre o domínio de clivagem e os *microlithons*** (fig 8.10).

Nas lâminas deste estudo foram adotados os critérios apresentados na figura 8.10. Os critérios servem para descrição individual de uma foliação. Quando mais de uma clivagem ocorre na lâmina é necessário fazer uma análise de temporalidade entre elas.

Cinturões de dobramento com xistos, filitos e ardósias podem desenvolver mais de uma foliação metamórfica. A figura 8.9 ilustra a evolução de uma lâmina com S_0 sendo dobrado gerando uma clivagem (S_1), que por sua vez é dobrada e uma segunda clivagem (S_2) é formada, por fim todo conjunto é dobrado dando origem a uma terceira clivagem (S_3).

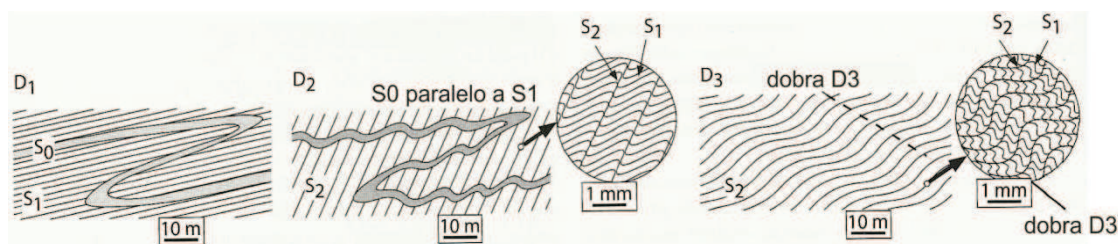


Fig 8.9 – esquema ilustrando a formação de três clivagens metamórficas (S_1, S_2, S_3) para cinturões com xistos e ardósia. Traduzido de Passchier e Trouw, (2005).

8.2.1 Quartzitos com mica

Nos quartzitos com mica há o predomínio do domínio de *microlithon* em relação ao domínio de clivagem (fig 8.11). O domínio da clivagem é marcado por faixas pretas de dissolução. Os grãos são bem pequenos sendo identificados apenas em microscópio, assim a foliação é uma clivagem.

A relação espacial entre os domínios de clivagem é do tipo anastomosado (fig 8.11). Isto se deve a presença dos *microlithons*, pois a clivagem desenvolve-se contornando o *microlithon* (fig 8.11).

O baixo conteúdo de mica nessas rochas não permite uma percentagem alta do volume de clivagem (fig 8.11). Pelo mesmo fato a forma do domínio de clivagem na figura 8.11 é do tipo rugoso.

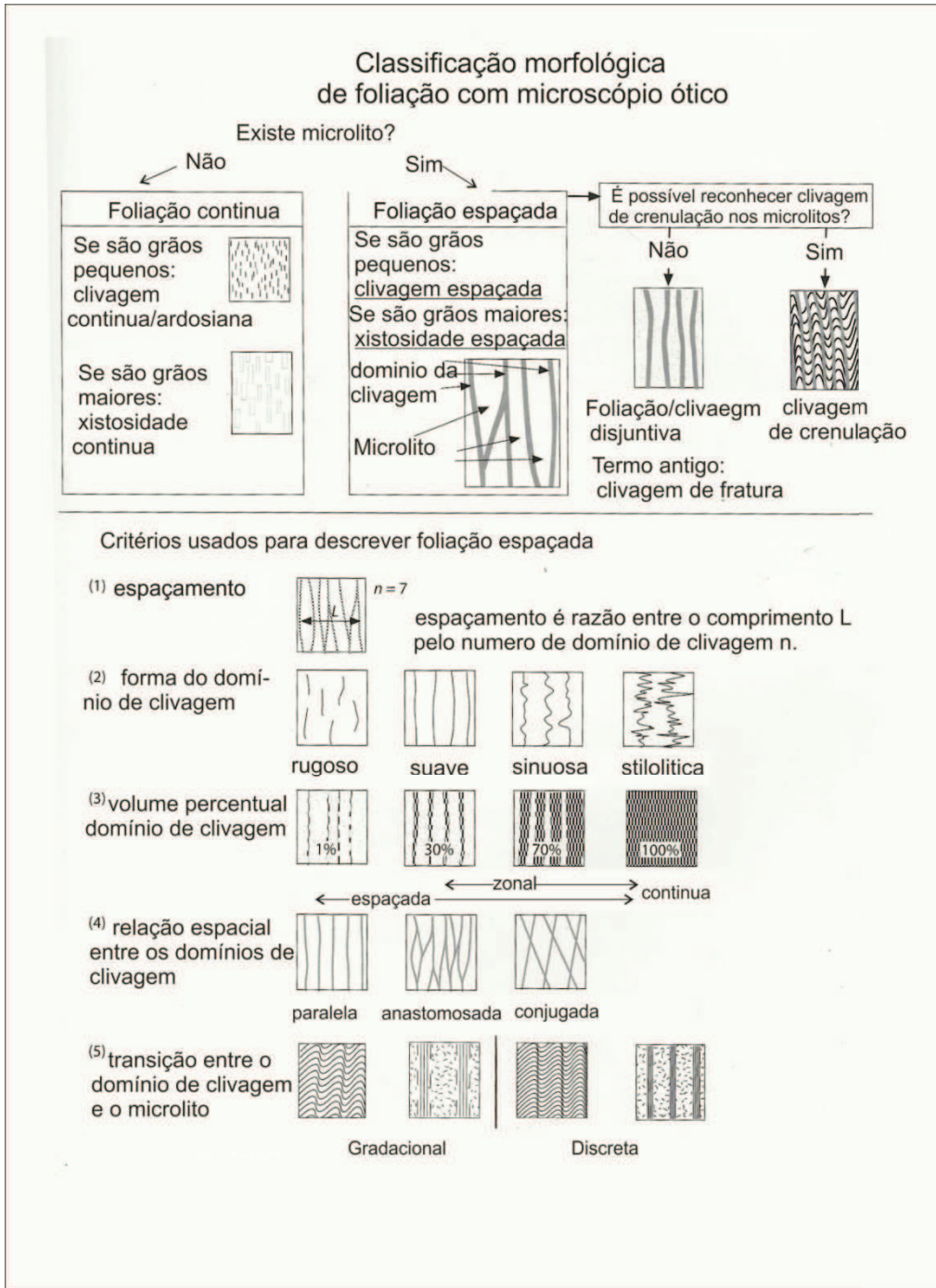
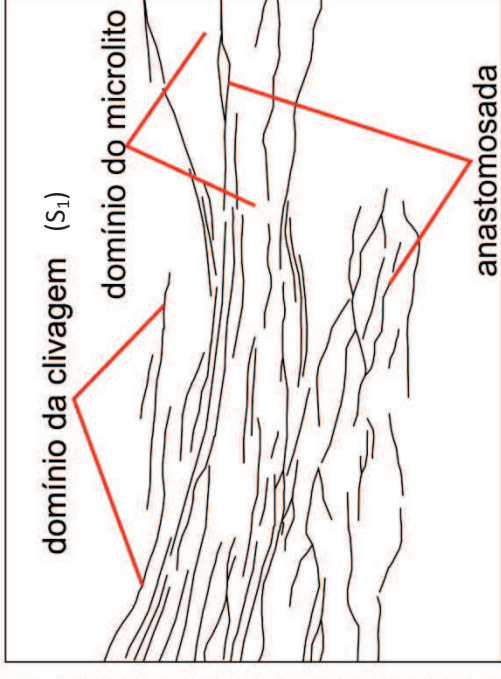
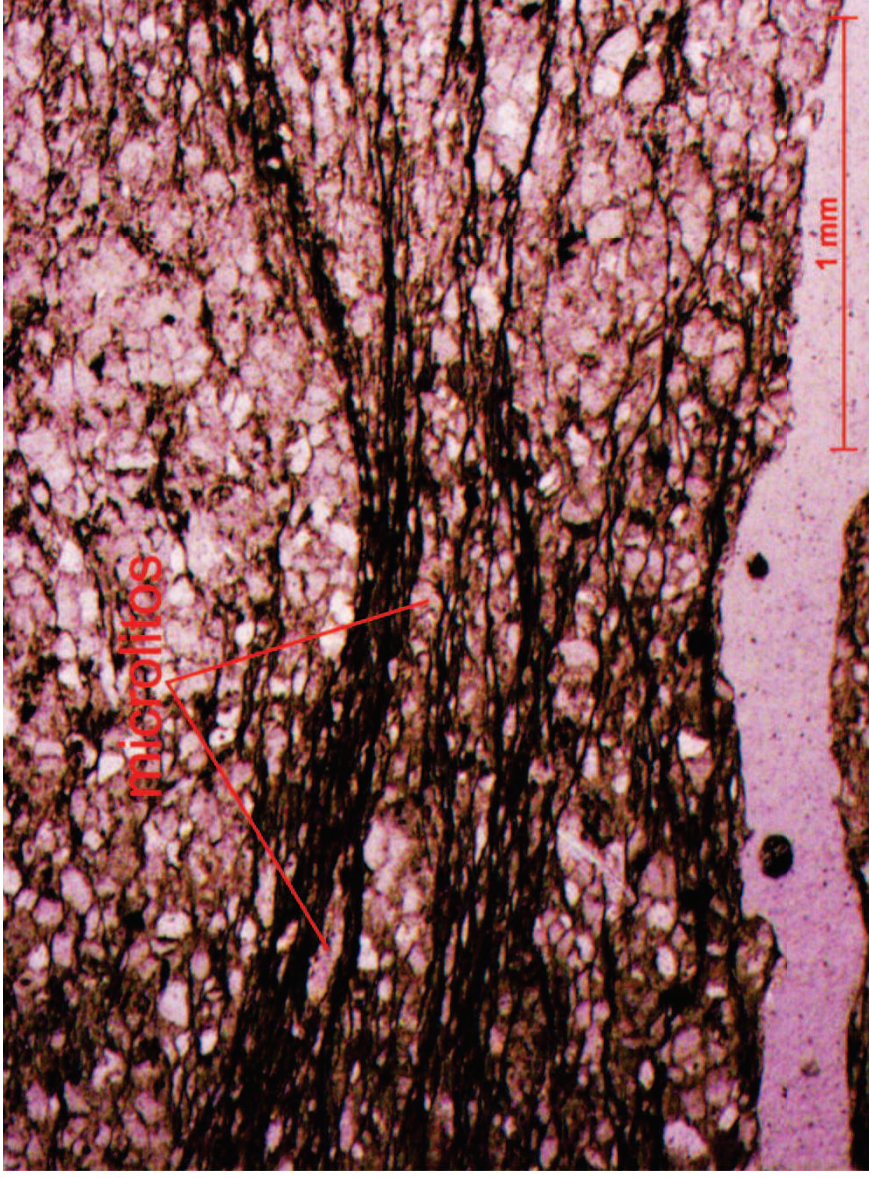


Fig 8.10 – Tradução de Passchier e Trouw, (2005). Figura com o método de classificação morfológica de foliação com uso do microscópio ótico.



Clivagem do tipo espaçada, com 20% de domínio de clivagem.

Forma rugosa e relação entre os domínios de clivagem do tipo anastomosado.

Fig 8.11 - Fm Hinojo. Clivagem do tipo espaçada com clara relação entre os domínios de clivagem (S_1) e dos *microfolios*. A relação espacial entre os domínios de clivagem é anastomosado, sempre contornando os *microfolios*. O baixo conteúdo de mica nessas rochas não permite um volume percentual elevado do domínio de clivagem, que é estimado em 20% para esta lâmina.

Com um pouco mais de mica no conteúdo destes quartzitos, outras estruturas são reconhecidas (fig 8.12). O que é observado na figura 8.12 é a crenulação da clivagem S_1 , originando uma clivagem metamórfica S_2 .

8.2.2-Filitos

Já para rochas menos quartzosas, como os filitos intercalados na Formação Trocadero, a clivagem metamórfica é mais contínua (fig 8.13). Nesta lâmina é possível determinar o acamamento (S_0) pela diferença de composição, assim como entender a relação entre o S_1 e o S_0 .

Na mesma lâmina da figura 8.14 ocorre clivagem de crenulação (fig 8.14). A transição entre a clivagem S_1 e a segunda clivagem (S_2) é do tipo gradacional. Pequenas micas brancas ocorrem orientadas segundo a direção de S_1 . A segunda clivagem nessa rocha é marcada por planos de dissolução.

A rocha mais próxima da composição de um pelito verdadeiro foi encontrada na Formação Providência. Três clivagens metamórficas foram descritas nesta lâmina (fig 8.15).

A clivagem S_1 é definida por micas brancas (fig 8.15) que ocorrem dobradas. O dobramento de S_1 deu origem ao S_2 que é definido por planos escuros de dissolução. Por sua vez S_2 também é dobrado e uma terceira clivagem S_3 é gerada também sendo definida por planos de dissolução.

Na análise dos quartzitos com mica foi possível descrever duas clivagens metamórficas, S_1 e S_2 . Os filitos podem conter até três clivagens metamórficas, S_1 , S_2 e S_3 . No capítulo de análise de paleo-*stress* foram determinadas duas fases de deformação, uma dúctil-rúptil e outra rúptil. A relação dessas fases deformacionais e as microestruturas aqui descritas será discutida no **item 9.0** desta dissertação.

Não foram observadas estruturas relacionadas a três fases de deformação dúcteis nos afloramentos da área. Apenas em escala microscópica foi possível observar foliações que poderiam ser atribuídas a três fases de deformação. Estas estruturas foram observadas apenas nos filitos, rochas com mica, então é provável que seja apenas uma resposta diferente à deformação, uma questão de reologia.

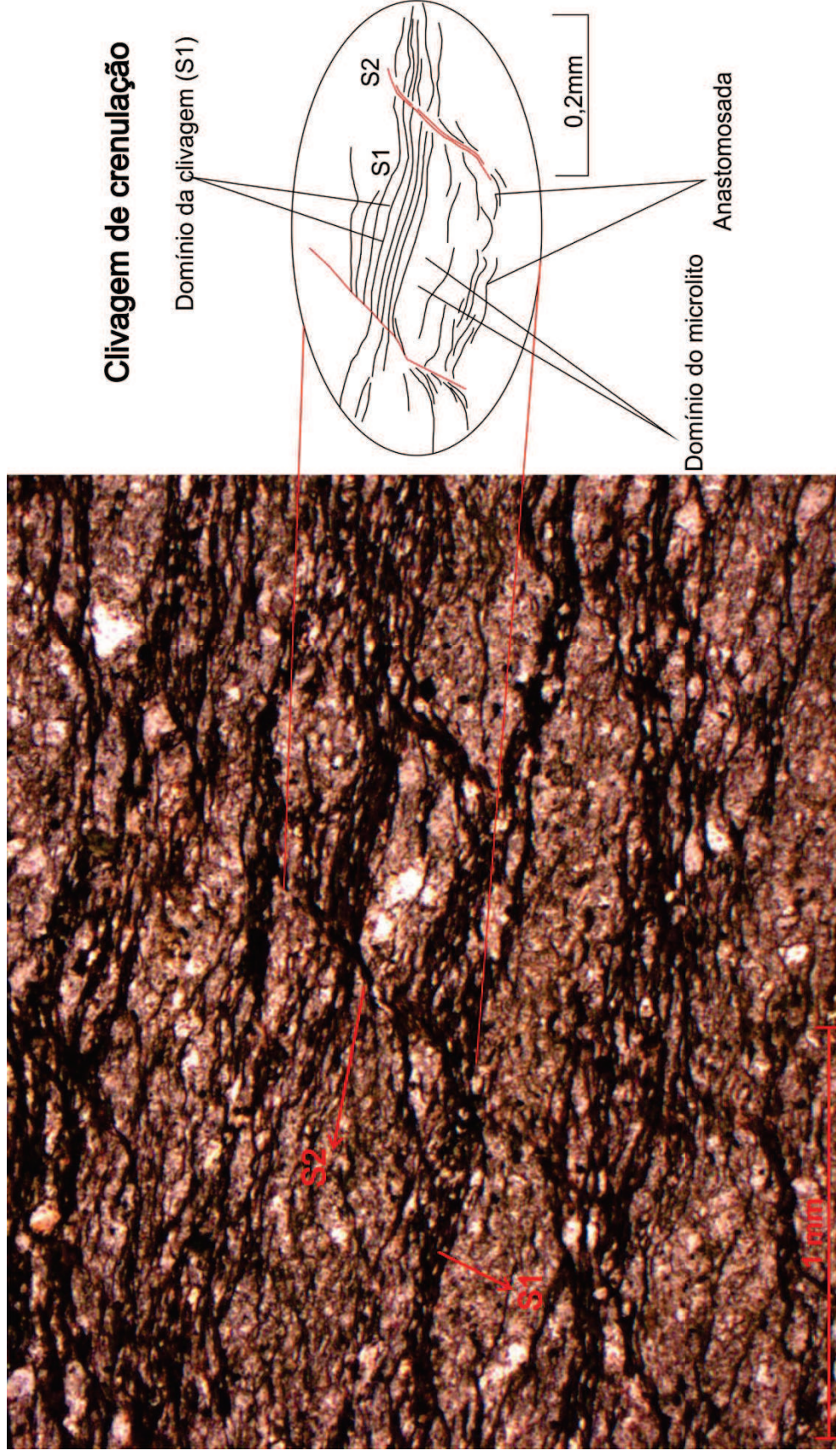


Fig 8.12 – FmProvidência. Clivagem de crenulação incipiente. A clivagem S₁ é espaçada, rugosa, e do tipo anastomosada. S₁ e o domínio do *microlitton* está dobrado dando origem a uma segunda clivagem (S₂).

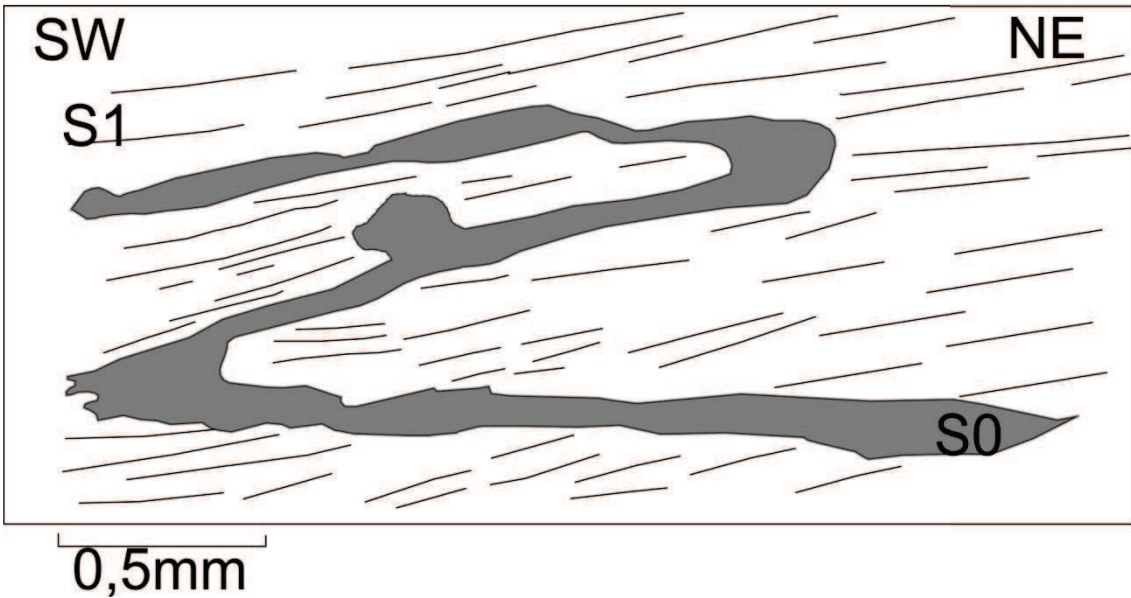
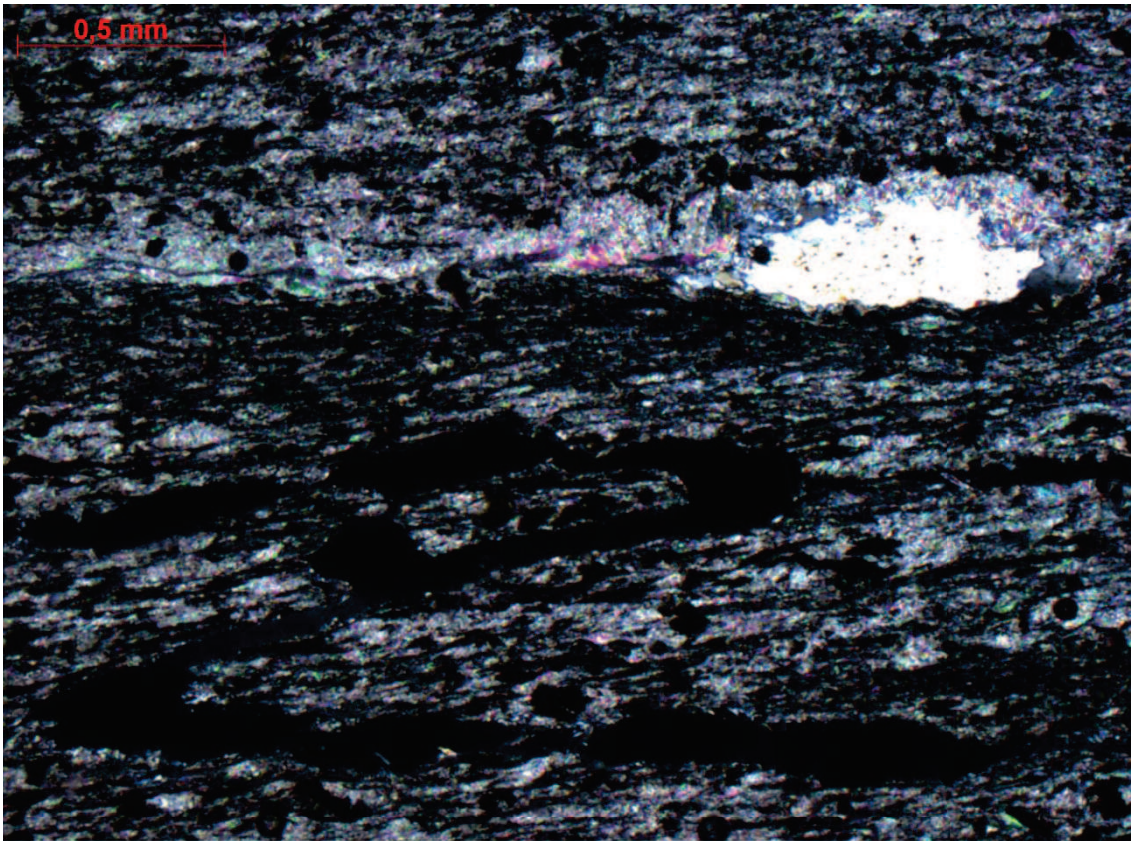


Fig 8.13- Fm.Trocadero. Filito com S0 dobrado em Z e clivagem metamórfica S1 com direção similar ao plano axial da dobra.

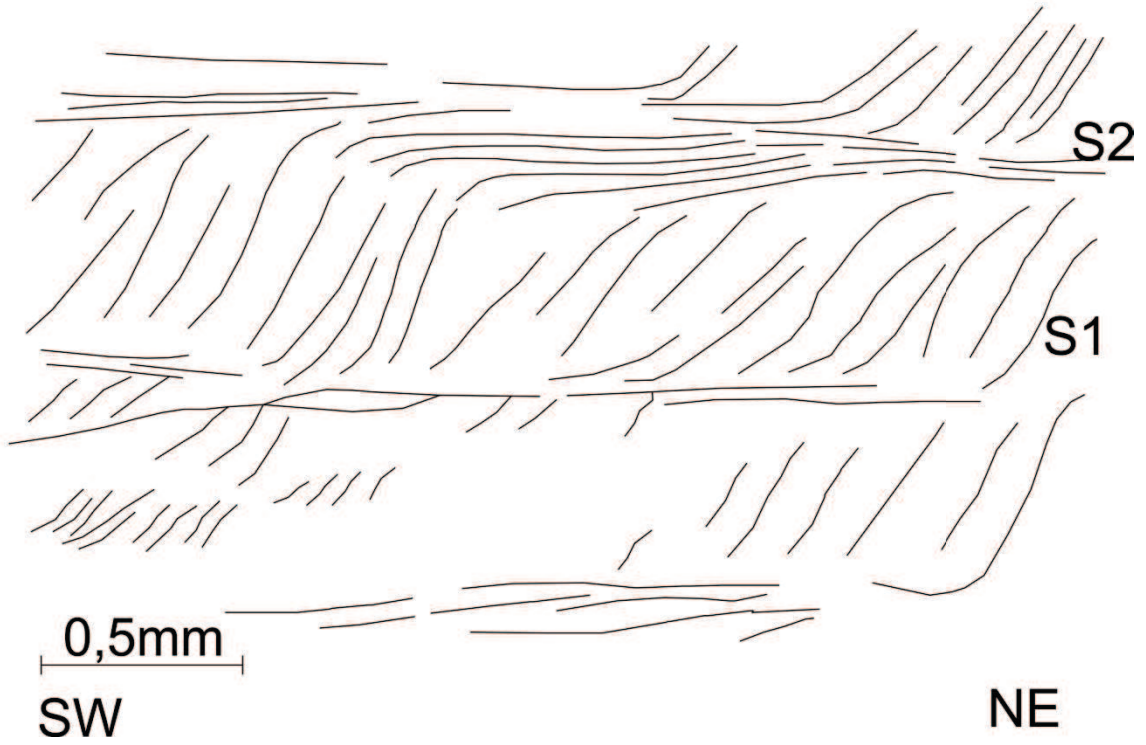
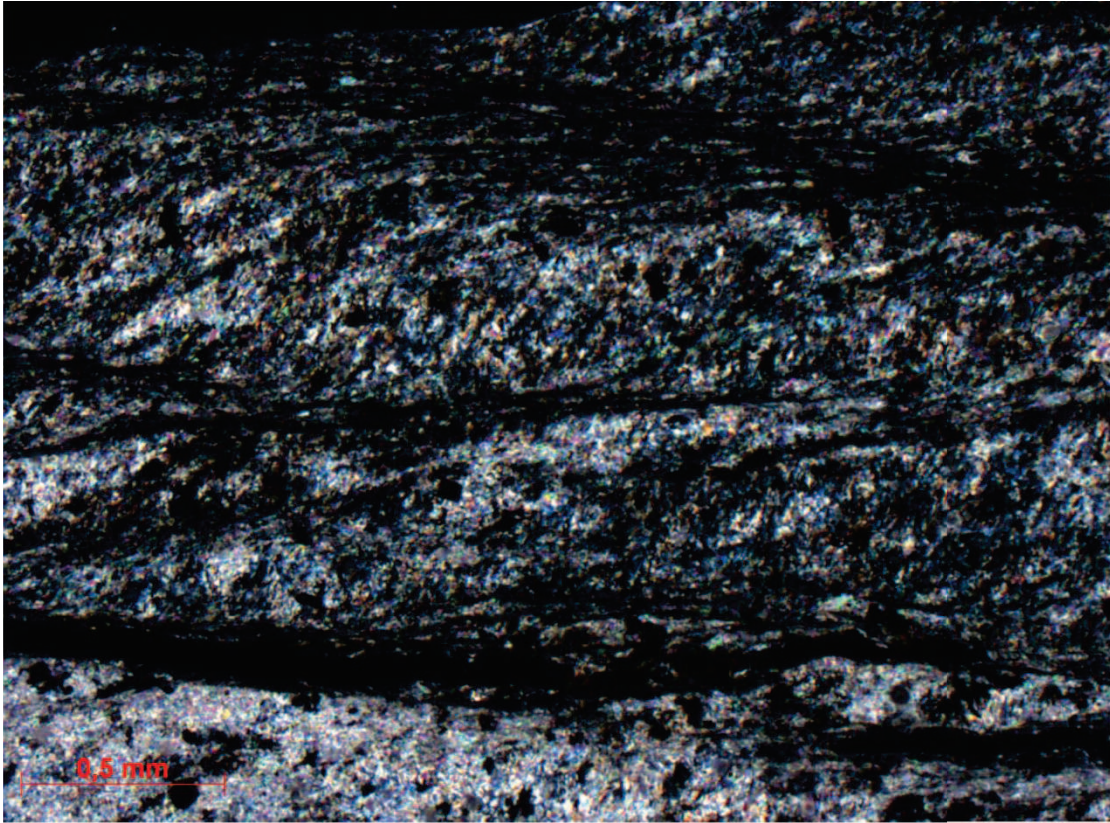


Fig 8.14 –Fm. Trocadero. Clivagem de crenulação. Transição entre o domínio de clivagem e de microlito do tipo gradacional.

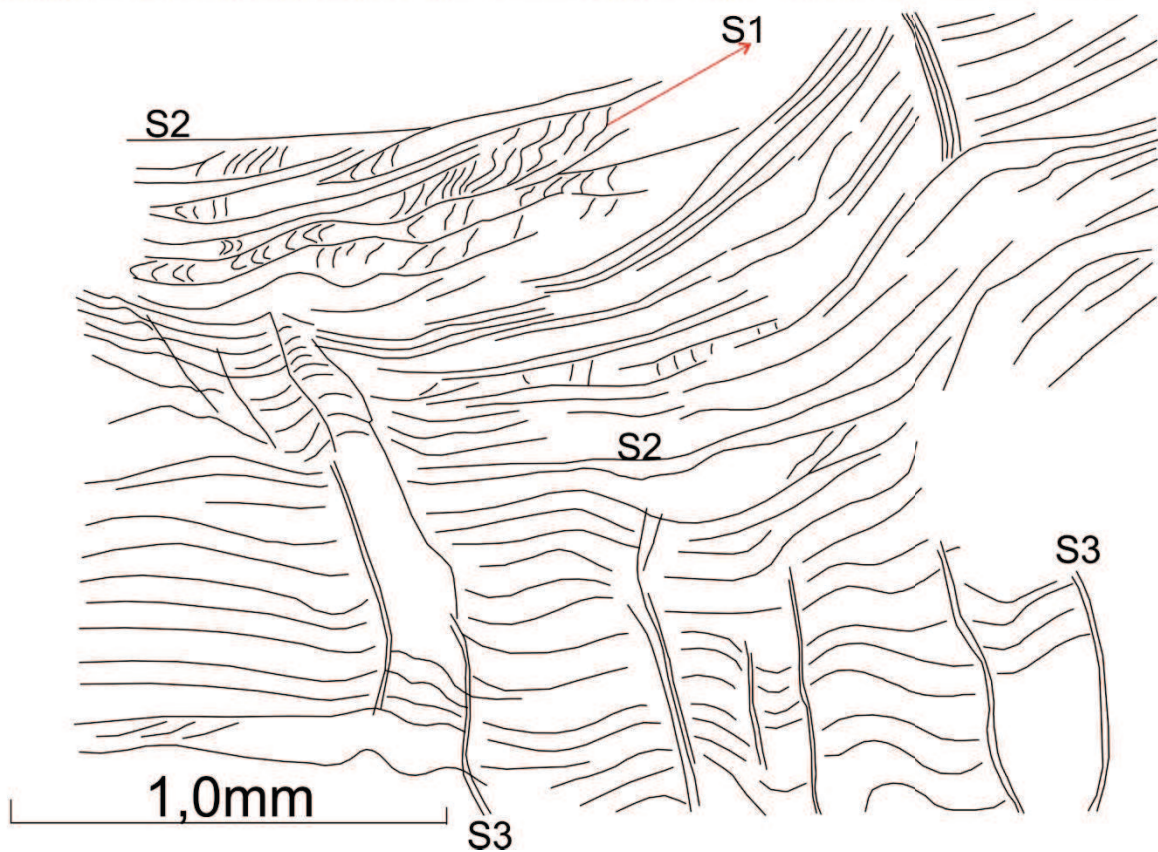
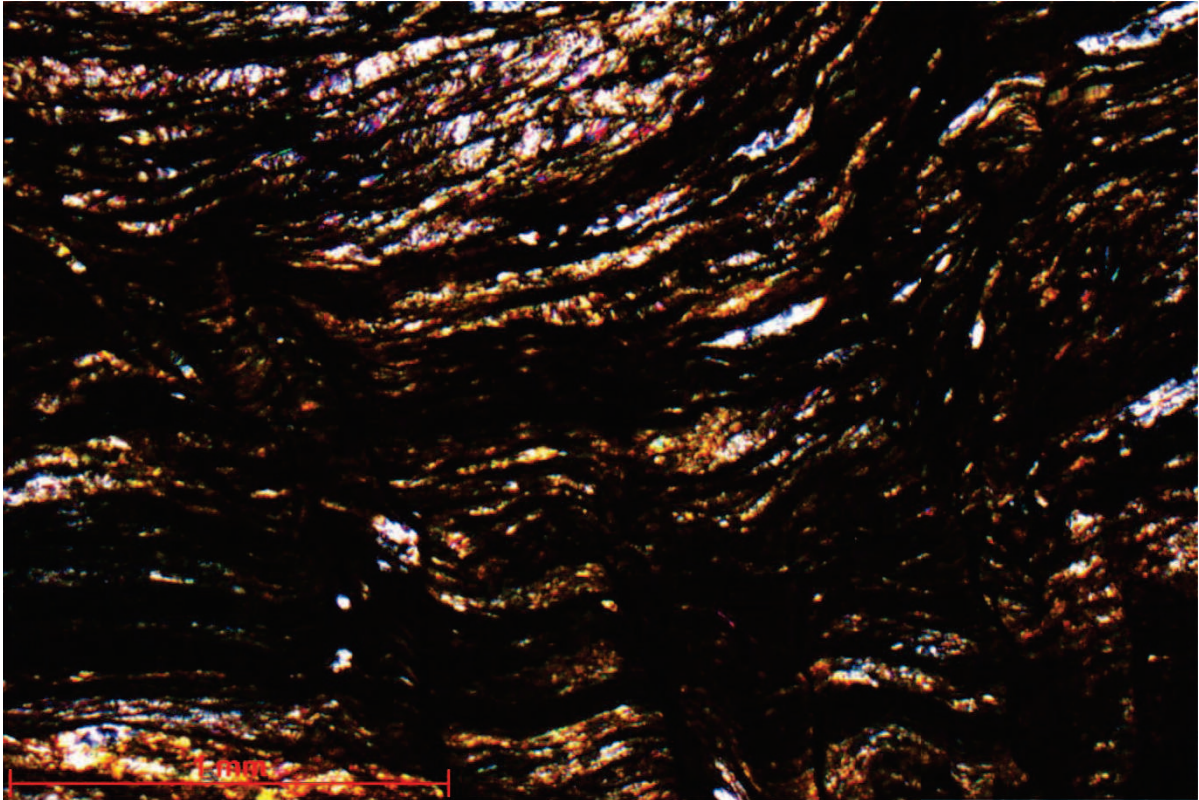


fig 8.15 – Fm Providencia- Três tipos de clivagem metamórfica observado. S₁ definido por mica branca, S₂ e S₃ definidos por planos de dissolução.

8.3 Metamorfismo

O metamorfismo na região vem sendo investigado por meio da análise da cristalinidade de minerais micáceos e os mecanismos de recristalização do quartzo.

Neste trabalho apenas a análise dos mecanismos de recristalização do quartzo foi realizada. Os dados foram descritos e apresentados **no item 8.1**.

Os minerais metamórficos micáceos reconhecidos foram ilita e clorita (Lluch 1976, apud Cobbold *et al*, 1990). Mapas com index da cristalinidade de ilita e de recristalização do quartzo foram propostos por outros autores (fig 8.16).

Os dados obtidos por Cobbold *et al*, (1991) para cristalinidade de ilita especificamente na área de estudo (fig 8.16B), apontam metamorfismo de muito baixo grau (>300°C) a xisto verde baixo (300-400°C).

A partir de informações sobre a recristalização do quartzo, Von Gosen *et al*, (1990) propuseram um metamorfismo de fácies xisto verde baixa ($T \geq \sim 300^\circ\text{C}$) (fig 8.16A).

Tanto por recristalização de quartzo como por cristalinidade de ilita, conclui-se que o metamorfismo é de baixo grau. A temperatura média seria em torno de 300°C.

Na análise feita com a microtectônica, nessa dissertação, a temperatura média proposta é de 300°C. O cálculo da temperatura foi baseado nos dados de recristalização de quartzo.

Assim como Von Gosen *et al*, (1990), a formação de sub-grão incipiente também foi reconhecida. Contudo o presente trabalho teve como foco a determinação de qual mecanismo de recristalização é o predominante na área.

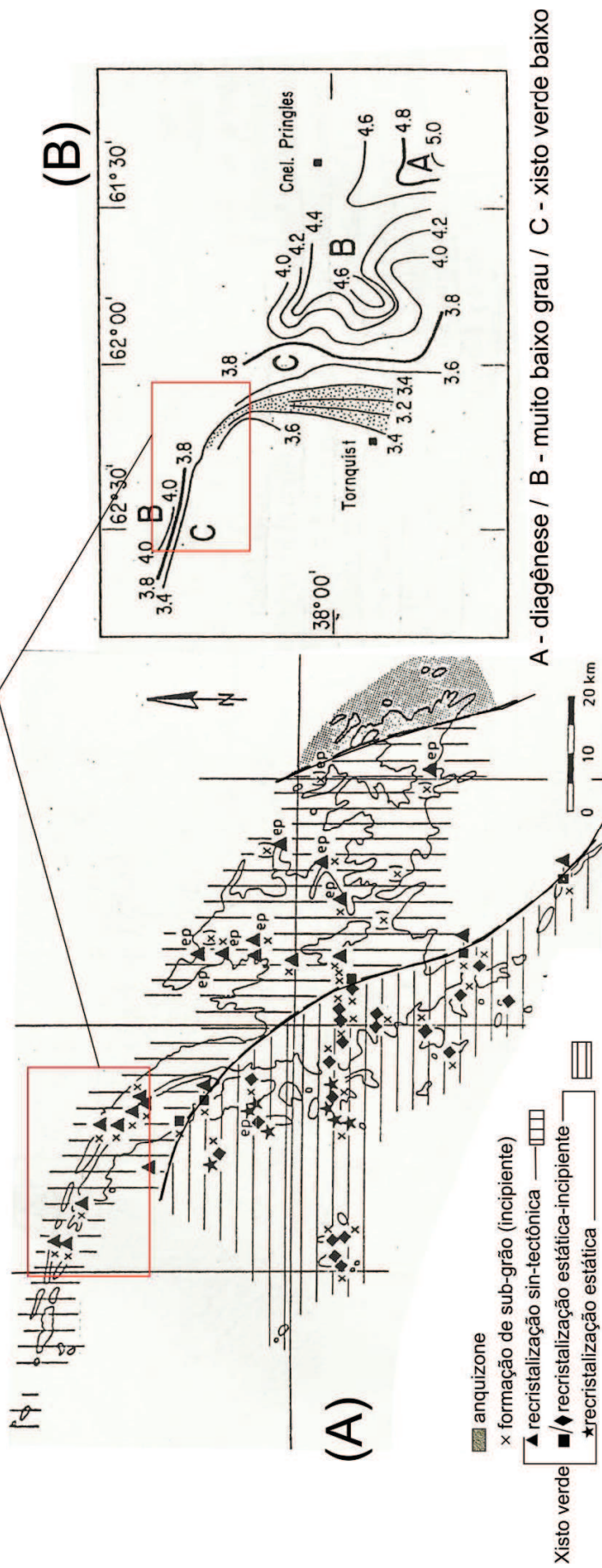
A formação de sub-grão nas rochas da área está associada ao mecanismo de SGR (sub grain rotation). Especificamente para o quartzo, este mecanismo de recristalização é predominante em temperaturas médias (400-500°C) (Passchier e Trouw, 2005).

O mecanismo de recristalização predominante para as rochas da área é o BLG (bulging recrystallization). Este mecanismo é mais comum em temperaturas mais baixas (300-400°C) (Passchier e Trouw, 2005).

Outras feições do quartzo foram observadas como, por exemplo, fraturamento de grão, microbrechas, *kink bands* e extinção ondulante. Estas feições se adequam a temperaturas de muito baixo grau (>300°C).

Assim é possível estabelecer uma correlação entre os valores de temperatura obtidos por outros pesquisadores e os que aqui são apresentados. A conclusão é que o valor médio de 300°C para temperatura vigorou durante o metamorfismo, promovendo recristalização dinâmica do quartzo com BLG predominante e incipiente SGR.

Área de estudo



Index de cristalinidade de illita para a área (retângulo vermelho): 3,4 a 4,0.
 Recristalização dinâmica: Subgrão incipiente - recristalização sintectônica.
 Metamorfismo de muito baixo grau a xisto verde baixo.

Fig. 8.16- (A) Von Gosen *et al.*, (1990). Distribuição do metamorfismo na Sierras Australes baseado na cristalinidade da illita e em dados de deformação e recristalização do quartzo. (B) Cobbold *et al.*, (1991). Mapa mostrando os índices de cristalinidade da illita por toda a *Sierra de La Ventana*.

9. Discussão

A reunião de todos os dados levantados neste trabalho, especialmente os estruturais, pode trazer novas frentes de discussão acerca da evolução tectônica da *Sierra de La Ventana*.

A *Sierra de La Ventana* foi dividida em dois setores: o primeiro noroeste (*sierras de Puán, de Pigué, de Curamalal e Bravard*) e o segundo sudeste (*sierras de la Ventana, de las Tunas e Pillahuincó*) (Harrington 1947) (fig 9.0B). A área de mapeamento desta dissertação pertence ao setor noroeste, mais especificamente a serra de Curamalal e Bravard, zona central do setor noroeste.

Uma das principais controvérsias é acerca do regime de tensões em que as estruturas foram geradas: coaxial (cisalhamento puro) ou não-coaxial (cisalhamento simples). Rossello e Massabie (1981,1993) interpretaram que o regime é coaxial e Von Gosen *et al.* (1990) reconheceram uma fase coaxial também.

Contudo, a maioria dos estudos da *Sierra de La Ventana* propõem uma deformação não coaxial, com rotação (Sellés Martinez, 1986, 1989; Cobbold *et al.* 1987, 1991; Japas, 1992, 1993 a, 1993b, 1995 a). As estruturas descritas por Japas (1999) para o setor noroeste (fig 9.0C) são semelhantes aos dados descritos neste trabalho (fig 9.0A) e (fig 9.1).

Não foram observadas na área mapeada neste trabalho zonas de cisalhamento transcorrentes, que limitassem a serra, e sim falhas reversas em diferentes escalas, associadas tanto à compressão NE-SW que gerou o dobramento (fase deformacional D1), quanto à compressão NW-SE (fase deformacional D2), cortando as estruturas geradas em D1.

A partir da análise dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 das estrias de deslizamento entre planos de acamamento (E_d) e dos dois conjuntos de falha obteve-se orientações de σ_1 e σ_2 na horizontal e σ_3 na vertical (fig 9.2A). Neste trabalho não se encontrou nenhuma evidência que sustentasse um regime de deformação não-coaxial.

A determinação do número de fases de deformação para o setor noroeste também diverge entre os autores. Para aqueles que acreditam em uma deformação não-coaxial, controlada por cisalhamento regionais maiores, o sentido de movimento também é motivo de debate.

Rossello e Massabie (1981,1993) propõem que duas fases de deformação atuaram nas *Sierra de La Ventana*, a primeira é uma compressão NE-SW que gera

dobras, e a segunda é uma compressão NW-SE que é independente da primeira (fig 9.3).

Sellés Martínez (1986,1989) propõe um modelo de cisalhamento sinistral com *strike* E-W, com um sistema destral NW-SE subordinado. Cobbold *et al.* (1987,1991) propõem um modelo de cisalhamento destral N-S (Cobbold *et al* 1987) e NW-SE (Cobbold *et al* 1991) e reconhecem 3 fases de deformação. Japas (1992,1993 a,1993b, 1995 a) propõe uma transpressão destral com envolvimento de embasamento, e Japas (1995b) reconhece apenas uma fase progressiva (fig 9.3). Para Tomezzoli e Cristallini (2004) e Tomezzoli (2012), a evolução estrutural da *Sierra de La Ventana* é fruto de um sistema de falhas e dobras com duas fases de deformação, a primeira desenvolvida no intervalo Devonico-Carbonífero (Cháñica) e a segunda no Permiano (San Rafael).

No capítulo 7 foi apresentado o cálculo de *paleostress* para as duas fases de deformação definidas neste trabalho, obtidos com dados de plano de falha, estria de falha e sentido de movimento, através do uso do método de diedro-reto de Angelier e Macheler (1977). As duas fases (D1 e D2) são interpretadas aqui como dois eventos distintos, e não progressivos.

Comparando a orientação dos vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 , de **PF.1** e E_d (**D1**) com os vetores de **PF.2** (**D2**), observa-se que houve uma mudança de quase 90° em torno do eixo X cartesiano (vertical) no sentido anti-horário em relação a posição de σ_1 e σ_2 nas duas fases, e em torno de 30° no eixo Y (horizontal) também no sentido anti-horário em relação a σ_1 e σ_3 (fig 9.2B).

Era de se esperar uma mudança gradual entre a orientação dos vetores de uma fase para a outra, para assim justificar uma fase de deformação progressiva na área de mapeamento. Uma compressão N-S seria a etapa intermediária entre as fases deformacionais D1 e D2 (fig 9.2A). No entanto não foi encontrada nenhuma estrutura deformacional que fosse gerada numa fase compressiva N-S, corroborando com a hipótese de que as duas fases deformacionais são distintas e não progressivas.

No capítulo 8 foram descritos dados de microtectônica obtidos nas lâminas da área. Aqui serão discutidas especificamente as clivagens metamórficas geradas durante a deformação. A questão principal é como que a clivagem de crenulação (S_1+S_2) e clivagem de crenulação dobrada ($S_1+S_2+S_3$), se relacionam com as fases de deformação e modelos propostos nessa dissertação.

A formação de duas clivagens metamórficas seria algo simples de se explicar e associar às duas fases de deformação (D1 e D2), definidas neste trabalho, contanto que as rochas tivessem comportamento dúctil durante ambas fases. Esse não é o caso, afinal só foram observadas falhas rúpteis na segunda fase de deformação, apenas na fase deformacional D1 foram geradas estruturas dúcteis.

Portanto a diferença de competência entre as camadas rochosas, mais filíticas ou mais quartzíticas, poderia explicar como a deformação se comporta de forma diferente (fig 9.4A), dependendo da escala de observação e da composição do material que está sendo deformado. Então vale lembrar que a fase deformacional D1 deforma o conjunto rochoso por uma compressão pura que tem como resposta o dobramento das camadas por meio do mecanismo de deslizamento entre planos de acamamento (*flexural slip*) e a geração de falhas reversas.

O litotipo predominante na área mapeada é o quartzito, raros são os filitos. Estruturas que indicam redobramento não foram descritas na escala de afloramento e nem em escalas maiores. Apenas nos filitos e quartzitos micáceos, em escala microscópica, é que foi possível observar estruturas que indicam redobramento. Desta maneira não é adequado extrapolar a interpretação de três fases deformacionais, observadas em escala microscópica e apenas em poucas lâminas, para um contexto regional.

A maneira encontrada para explicar a formação de duas e até três clivagens metamórficas na escala microscópica é por meio de uma compressão pura que tem como resposta cisalhamento entre planos de acamamento gerando uma clivagem nos quartzitos, e duas ou até mesmo três clivagens distintas nos filitos (fig. 9.4A).

O desenvolvimento de três clivagens ocorre à medida que S_1 fica paralelo a S_0 nos flancos de dobra, e paralelo à direção de compressão (fig 9.4B (B)). Assim S_1 acaba sendo dobrado e é gerado então o S_2 (fig 9.4B(C)). O mesmo ocorre para S_2 , ao ficar paralelo à direção de compressão também é dobrado e nova clivagem é gerada, S_3 (fig 9.4B(D)).

Outro tema de discussão na *Sierra de La Ventana* é sobre a origem da forma em arco dos cordões serranos. Alguns autores colocam o orógeno como sendo originalmente curvo(Sellés Martinez, 1986,1989; Cobbold *et al.*, 1987,1991; e Japas,1995a). Para estes autores, esta curvatura seria controlada pelo embasamento rígido, que seria curvo, então a forma em arco seria primária (fig 9.3 B).

Outros autores consideram que o orógeno é curvo devido a uma fase de deformação, ou seja, seria um oroclínio. Rossello e Massabie (1981,1993) propuseram que a forma em arco é fruto de uma segunda fase de deformação de compressão pura NW-SE. Von Gosen *et al.* (1990), propuseram que uma segunda fase de deformação não-coaxial, representada por um cisalhamento simples sinistral, seria a causa do arqueamento dos cordões serranos (fig 9.3 B).

Japas (1995b) coloca que uma fase de deformação não-coaxial dextral e progressiva gerou em um primeiro momento dobras e falhas e progressivamente evoluiu até gerar falhas sintéticas de strike *NE-SW* e *kink bands* extensionais e assim progressivamente o arco foi se desenvolvendo.

No ponto de vista deste trabalho, o arqueamento da serra na porção mapeada poderia ser o resultado da colocação das rochas por falhas de empurrões, durante a fase de deformação D1. Esta hipótese obedece à mecânica de movimentos de rochas, em que no centro da feição curva a velocidade de deslocamento é maior que em suas terminações laterais (fig 9.5B). Feições parecidas são observadas nas grandes *nappes* do Himalaia e da Faixa Brasília (sistemas de *nappes* Socorro-Guaxupé e Andrelândia). Neste caso o arco seria uma estrutura secundária.

Ao mesmo tempo em que as falhas de empurrão vão estruturando o orógeno o dobramento também é desenvolvido. Estas estruturas seriam respostas à primeira deformação relacionada à fase D1, definida neste trabalho, desenvolvida em ambiente dúctil e rúptil, que gerou dobras com eixo par SE-NW e falhas reversas com *strike* NW-SE, como resposta a uma compressão NE-SW. Estas seriam provavelmente responsáveis pela curvatura do orógeno (fig 9.5 B). A fase deformacional D2 gerou apenas falhas com *strike* NE-SW, como resposta a uma compressão NW-SE, e se desenvolveu em um ambiente puramente rúptil.

Outra forma do arqueamento é por um controle do embasamento que pode apresentar uma morfologia similar à que se desenvolveu no orógeno, ou pela própria morfologia da paleo-bacia *Sierra de La Ventana* (fig 9.5A).

Neste trabalho propõe-se que o regime de deformação é coaxial com duas fases distintas e a forma do arqueamento estaria relacionada às falhas de empurrão, *nappes* em maior escala, ou a um substrato rígido original com morfologia curva.

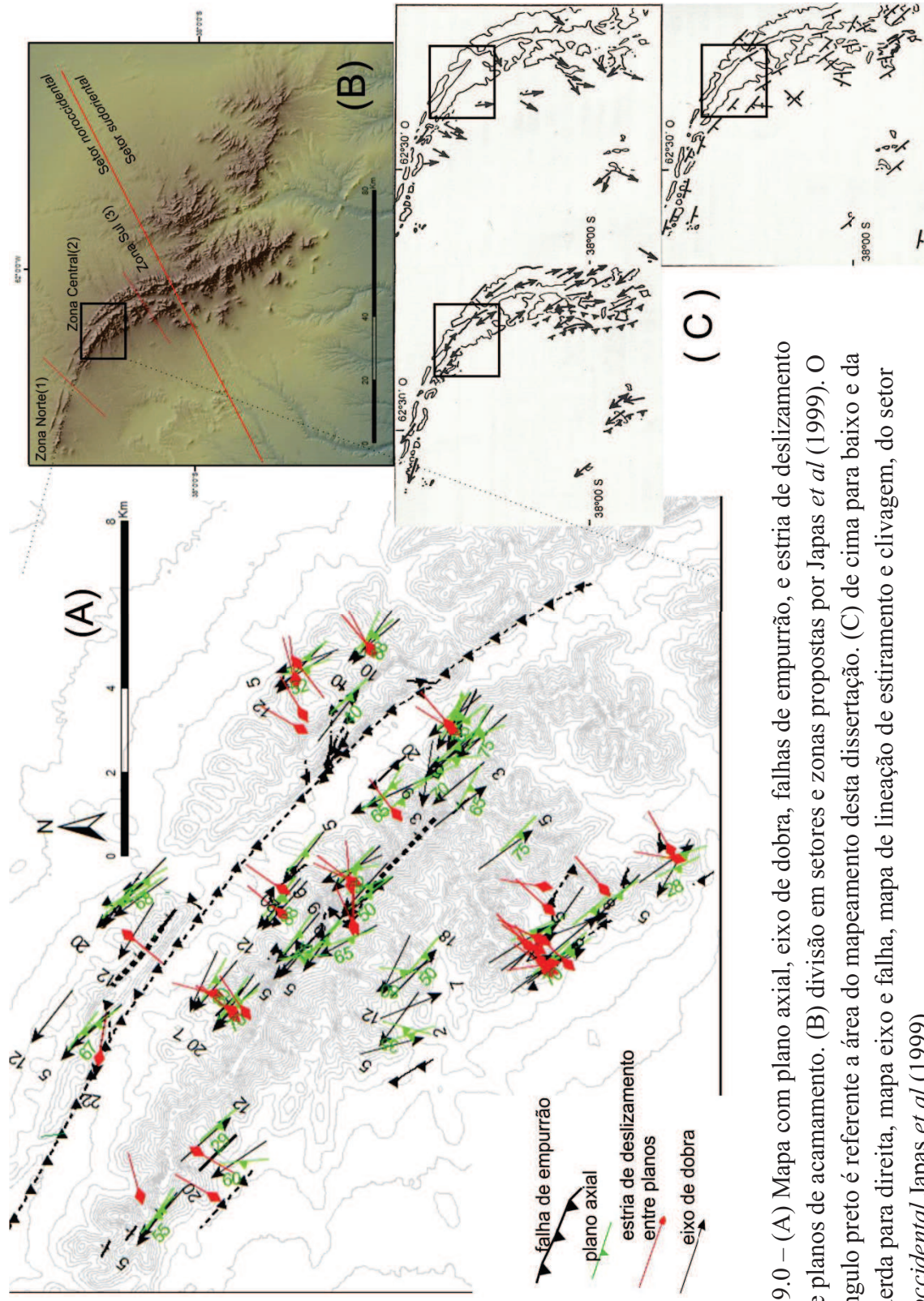


Fig. 9.0 – (A) Mapa com plano axial, eixo de dobra, falhas de empurrão, e estria de deslizamento entre planos de acamamento. (B) divisão em setores e zonas propostas por Japas *et al* (1999). O retângulo preto é referente a área do mapeamento desta dissertação. (C) de cima para baixo e da esquerda para direita, mapa eixo e falha, mapa de lineação de estiramento e clivagem, do setor *noroccidental* Japas *et al* (1999).

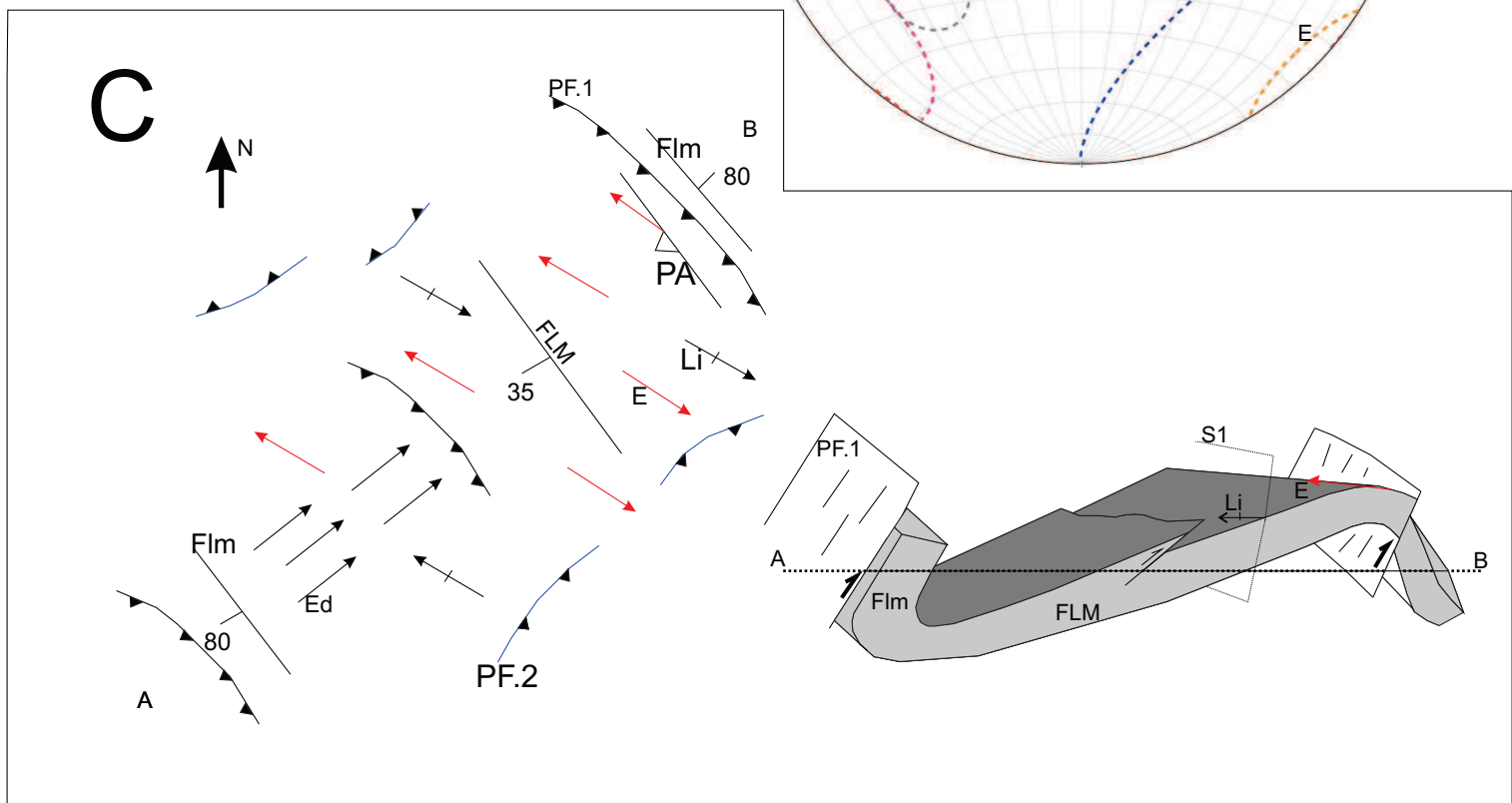
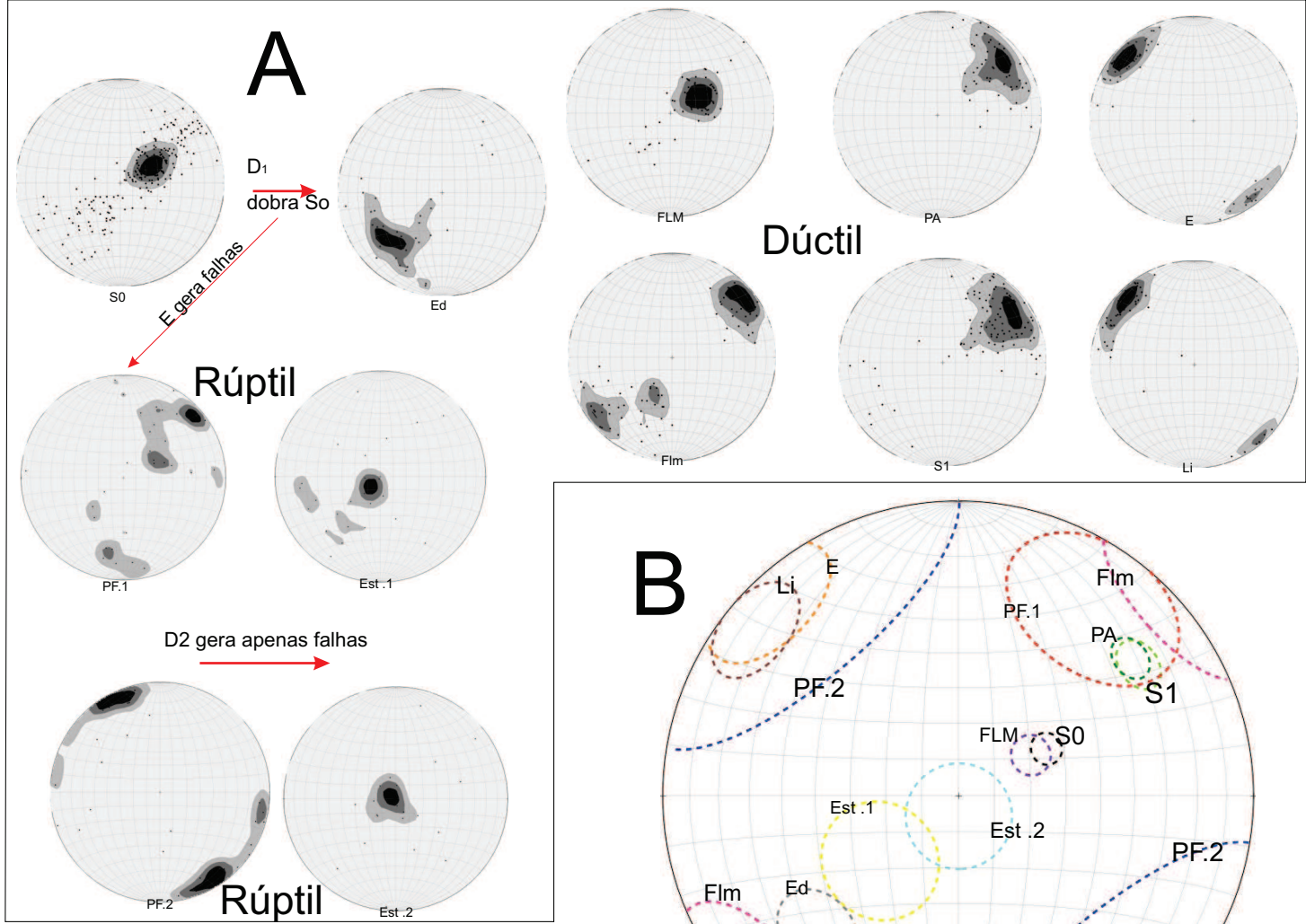


Fig 9.1 - (A) Estereograma com todas as estruturas medidas na área, para planos foram plotados os pólos. A fase de deformação D₁ gera estruturas dúcteis e rúpteis, enquanto que a fase D₂ gera apenas estruturas rúpteis. (B) Estereograma que plota a região de maior densidade para cada estrutura (*cone confidence*), mapeada na serra, mostrando a relação geométrica entre elas. (C) Representação das estruturas em planta feita a partir das medidas médias de cada estrutura. a seção A-B ilustra como seria uma seção estrutural esquemática ao longo do desenho. Os termos abreviados como sigla são os mesmos apresentados no capítulo 6 desta dissertação. S₀- acamamento, FLM- flanco maior da dobra, Flm-flanco menor da dobra, S₁- clivagem metamórfica, PA-plano axial, E-eixo de dobra, Ed-estria de deslizamento entre planos de acamamento, Li- linhação de interseção, PF.1- plano de falha gerado em D₁, Est1- estria de falha gerada em D₁, PF.2 plano de falha gerado em D₂, Est.2- estria gerada em D₂.

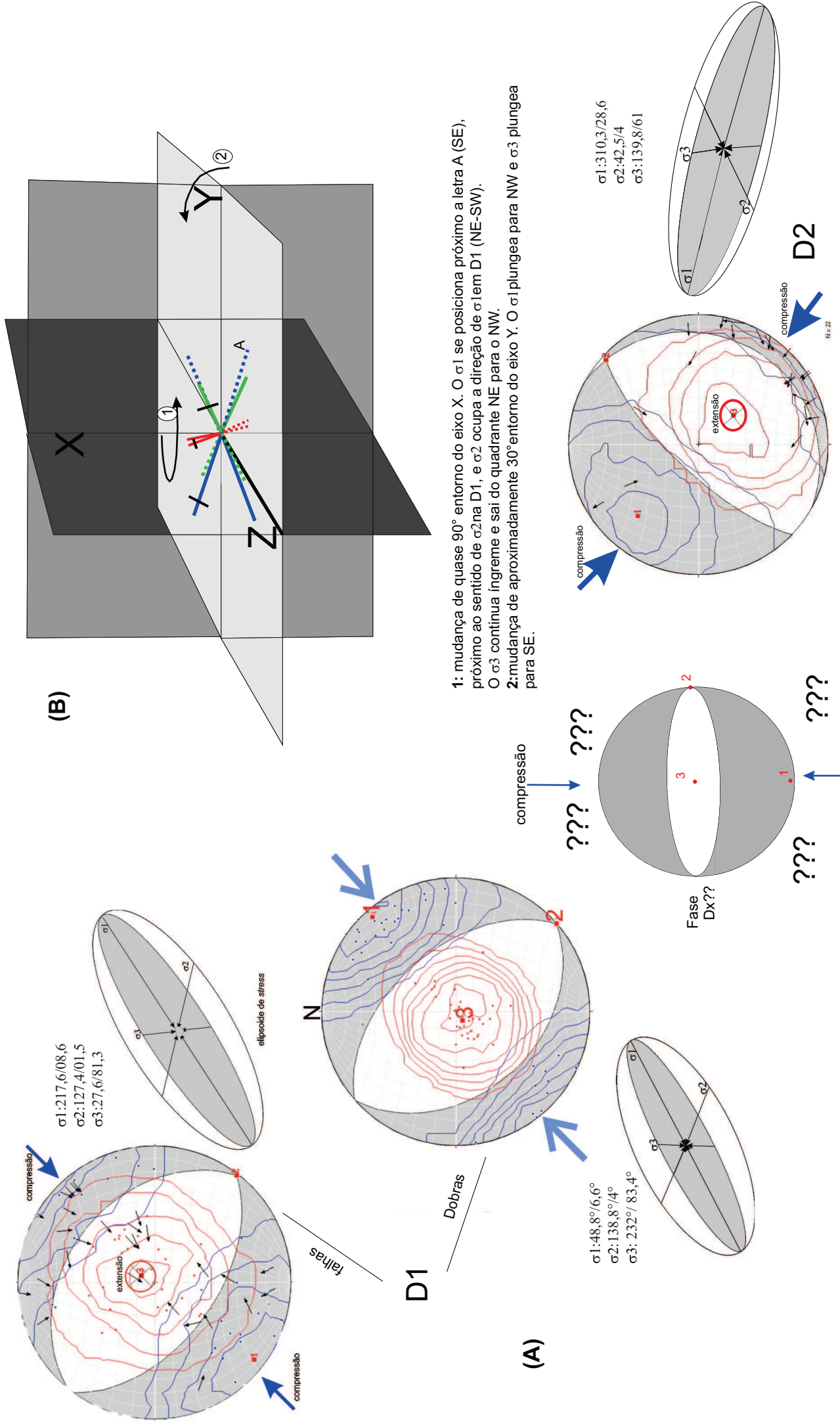


Fig 9.2-(A) Solução do diedro reto de Angelier e Machelier (1977) pelo programa Fault kin. Allmendinger *et al.* (2012). A figura ilustra a solução obtida para as falhas e as dobras da fase de deformação D1 e das falhas D2. A fase D1 gera falhas reversas e dobras por uma compressão NE-SW, com $\sigma_1: 48,8^\circ/6,6^\circ$ $\sigma_2: 138,8^\circ/4^\circ$ e $\sigma_3: 232^\circ/83,4^\circ$ para as estrias de deslizamento entre os planos de acamamento e $\sigma_1: 217,6/08,6$ $\sigma_2: 127,4/01,5$ $\sigma_3: 27,6/81,3$ para as falhas. Entre as soluções para D1 e D2 é proposto uma solução esquemática para uma compressão N-S (fase Dx) que poderia justificar uma deformação progressiva não encontrada neste trabalho. A fase D2 gerou apenas falhas como resultado de uma compressão NW-SE, com $\sigma_1: 310,3/28,6$ $\sigma_2: 42,5/4$ e $\sigma_3: 139,8/61$.

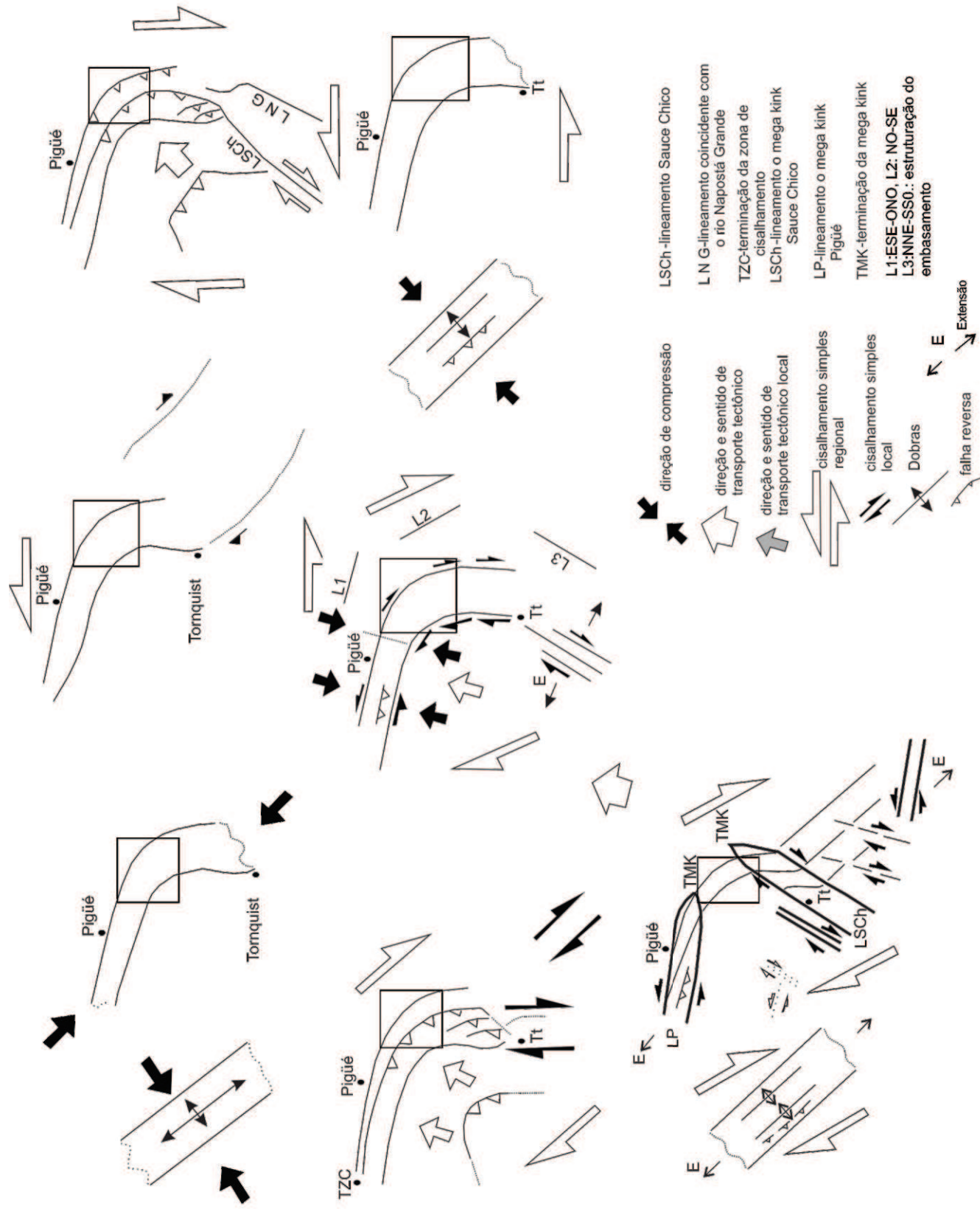


Fig 9.3- Propostas sobre a origem do arco noroeste das Sierra de La Ventana, P-Pigüé e Tt-Tornquist. a - Rosselo e Massabie (1981,1993) b- Sélles Martínez (1986,1989) c- Cobbold et al. (1987) d- Cobbold et al. (1991) e- Japas (1992,1993a,1993b,1995a)f- von Gosen et al. (1990) g- Japas (1995b). Os retângulos pretos delimitam a área deste estudo. Figura traduzida de Japas (1999).

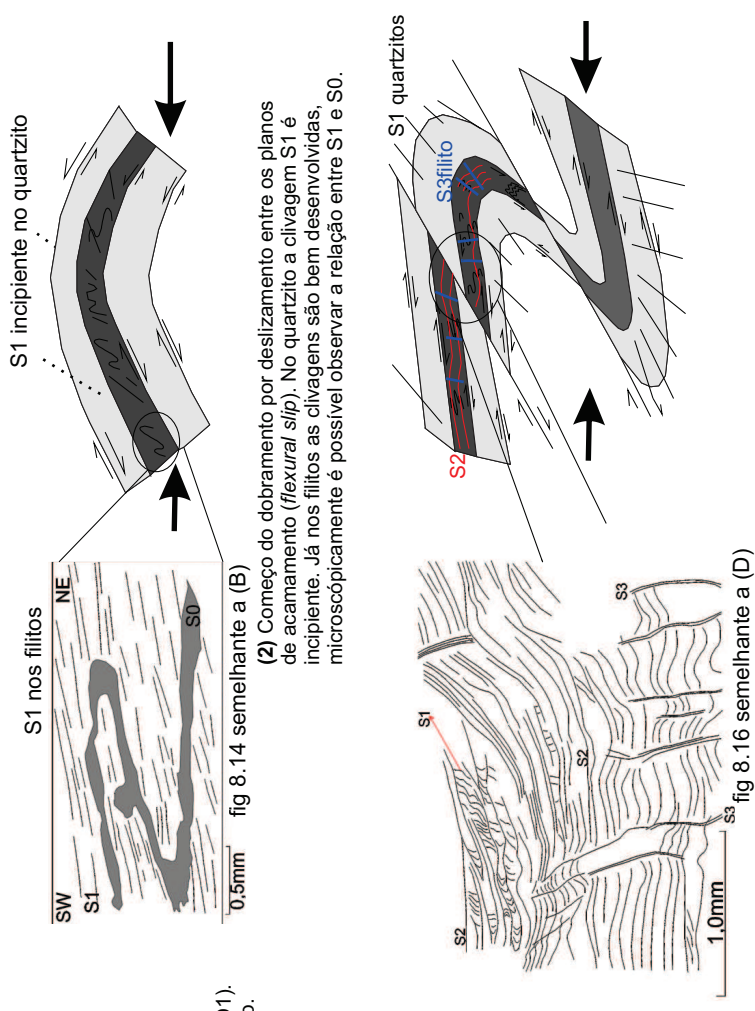


fig 8.14 semelhante a (B)

fig 8.15 semelhante a (C)

fig 8.16 semelhante a (D)

Modelo explicativo da formação de 3 clivagens metamórfica em uma única fase dúctil (D1)

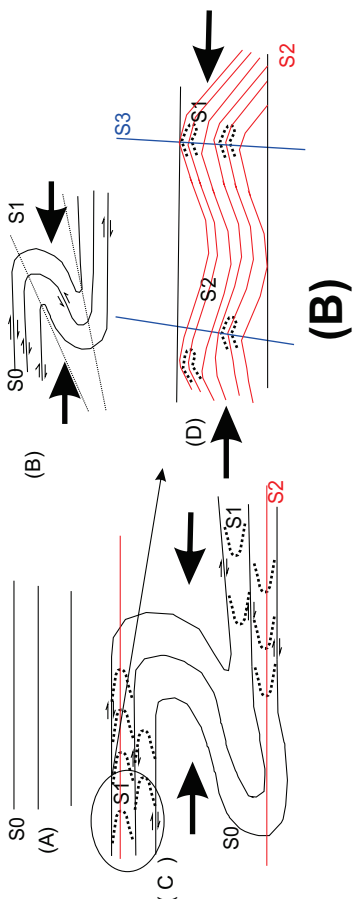


Fig 9.5. (A) Ilustra as etapas de desenvolvimento da fase D1. Relaciona a resposta à deformação de camadas de quartzito com as de filito em escala de afloramentos e microscópica. Enquanto o quartzito desenvolve apenas uma clivagem, que em escala microscópica é observado como uma orientação preferencial dos minerais associado a recristalização, os filitos podem desenvolver três clivagens metamórficas. **(B)** modelo explicando como três clivagens metamórficas são geradas em uma única fase de deformação dúctil (D1). À medida que a clivagem metamórfica gerada fica paralela a direção de compressão ela acaba sendo dobrada, e uma nova clivagem é formada. A clivagem fica paralela à medida que a compressão evolui, provocando a rotação do plano de clivagem, ao mesmo tempo que o deslizamento entre planos (*flexural slip*) vai se desenvolvendo e contribuindo para deixar a clivagem paralela a direção de compressão.

Proposta sobre a origem do arco na área mapeada

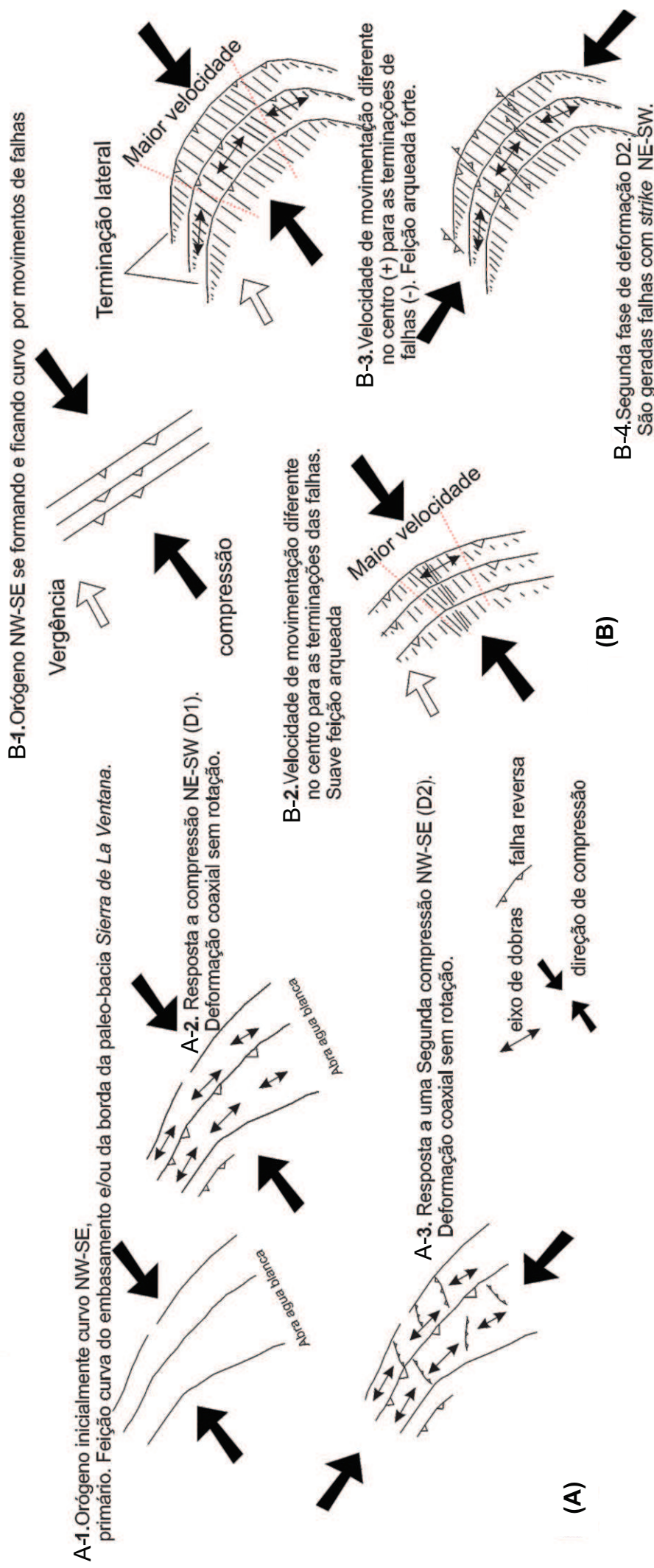


Fig 9.5 -(A) Proposta em o que o arco inicialmente era curvo, obedecendo a geometria do embasamento. Dobras e falhas foram geradas pela fase de deformação D1, uma compressão pura NE-SW. A segunda fase de deformação gerou apenas falhas em resposta a uma compressão NW-SE. (B) Proposta em que o arco se desenvolve durante o desenvolvimento de D1. Especificamente as falhas geradas em D1 seriam as responsáveis por essa feição em arco. A Segunda fase de deformação D2 gerou apenas falhas.

10. Conclusões

As unidades de mapeamento aqui descritas são as mesmas definidas por Harrington (1947). Seus contatos são do tipo gradacional, não havendo uma mudança brusca no que diz respeito aos aspectos sedimentares. No entanto suas diferenças composicionais como o conteúdo de filossilicatos, a espessura dos estratos sedimentares, a presença ou não de seixos, grânulos e estruturas sedimentares, refletem diretamente nas diferentes estruturas deformacionais geradas em escalas microscópicas e macroscópicas. Desta maneira, mudanças no estilo estrutural auxiliaram na distinção de alguns contatos, como por exemplo o contato entre as Formações Trocadero e Hinojo.

As estruturas deformacionais observadas e descritas foram geradas em duas fases de deformação. A primeira fase gerou estruturas dúcteis e rúpteis, pois as rochas estavam em temperaturas próximas a 300°C, e foi responsável pelo dobramento das rochas, geração de falhas NW-SE com cinemática reversa. A análise cinemática das falhas do grupo PF.1, e das estrias de deslizamento (Ed), nos planos de acamamento (S0) apontam para uma origem devido a uma compressão pura com orientação NE-SW. Já a segunda fase de deformação D2, foi descrita a partir da ocorrência restrita de alguns planos de falha que cortam a direção das principais estruturas geradas durante D1, e provavelmente foram gerados por uma compressão NW-SE. As duas fases não são progressivas entre si.

Contudo não foi possível determinar a distância temporal entre as duas fases deformacionais, uma vez que não foram obtidos materiais (minerais ou rochas) que permitissem uma precisão na idade da deformação. Este tipo de abordagem deve ser perseguida através de um estudo microscópico e analítico da composição da matriz das brechas e cataclasitos, a fim de encontrar materiais passíveis de datar, para obter dados de idades de deformação e a temperatura em que as estruturas foram geradas.

Brechas de falha como as descritas neste trabalho, com preenchimento por minerais opacos (óxidos/sulfetos) e outras com veios de quartzo, podem conter minerais úteis para datar e úteis como geobarômetro e geotermômetro para auxiliar a calcular a temperatura e a pressão em que as falhas foram geradas, assim como os fluidos, que podem trazer informação sobre a temperatura de seu aprisionamento. O uso do Raio-X para obter a cristalinidade da mica também pode ser empregado nas amostras meta-pelíticas.

Andreis, R. R., A. M. Iñiguez-Rodríguez, et al. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. Cuencas Sedimentarias Argentinas Serie Correlación Geológica. G. y. L. S. e. Chebli. S.M. de Tucumán: 265-298. (1989).

Andreis R.R., Japas, M.S y Rodríguez, S. Excursión Geológica, N 1: Sierras Australes de Buenos Aires (Ventania). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 32p., Buenos Aires, 1996.

Angelier, J. Mecheler, P. Sur un method graphique de recherché des contraintes principales également utilisable em tectonique et in seismologie: la méthode dès diédres droits. Bulletin de la Societé Géologique de France, v.7, p- 1309-1318. (1977)

Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V., Ramos, V.A.. Geochemistry, provenance, and tectonic settings of the Paleozoic Ventania Fold belt and the Claromccó foreland basin: implication on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana Margin. Journal South American Earth Sciences, 47, 12-31. (2013)

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., and Fisher, D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp. (2012).

Buggisch, W. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la provincia Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zbl. geol. Palont*, I (7/8): 819-837. Stuttgart, 1987.

Cingolani, C.A y Varela, R. Examen geocronológico por o método Rb/Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. Actas 5° Congreso Geológico Argentino. 1:349-371. Buenos Aires, 1973.

Cobbold, P. R., A. C. Massabie, et al. "Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina." Hercynica 2(2): 135-148. (1986).

Cobbold, P. R., D. Gapais, et al. "Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina." Journal of Structural Geology 13(7): 743-758. (1991).

Dimieri, L.V. y Japas, M. S. Trazas fósiles distorsionadas como indicadores de la deformación em la Formación Naposta. Abras de la Ventaha y del Hinojo. Sierras Australes de Buenos Aires. III Reunión Microtec., Actas:32-39. La Plata, 1986

Du Toit, A. A geological comparasion of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. Cowper Reed. Carnegie Instituit of Washington, Publication 381,158p. Washington 1927.

Fossen, H., 2010. Estructural Geology. Textbook . Date Published: August 2010; isbn: 9780521516648.

Harrington, H.J. Explicación de las hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra de la Ventana) Provincia de Buenos Aires. Dir. Min. Y Geol.v-61. Buenos Aires. 1947.

Harrington, H.J. .Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. In: Asociación Geológica Argentina Revista, vol. XXV,1970. pp. 151e181.

Harrington, H. J. Sierras Australes de Buenos Aires. Geología Regional Argentina. A. F. Leanza. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias: 395-405. (1972).

Japas M.S., . Las Sierras Australes de Buenos Aires: Nuervas evidencias de um sistema de deformación em um régimen transpresivo. Actas Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, 203-207.Montevideo. 1989 a

Japas, M. S. El arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires: Producto de megakinks extensionales durenate el progreso de la deformacion ? IVº Jornadas Geológicas Bonarenses. **Actas en Prensa**. (1995).

Japas, M. S. "Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires." Revista de la Asociación Geológica Argentina **49(3/4)**: 368-372. (1995).

Japas, M. S. "Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires." Revista de la Asociación Geológica Argentina **54(1)**: 9-22. (1999).

Keidel, J. La geologia de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones com las montañas del Cabo y los Andes. Ministerio de Agricultura de la Nación. Anales Dirección General de Geologia y Minería, 9 (3): 5-77. Buenos aires. 1916

Kilmurray, J.O. Las Sierras Autrales de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformacion y nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociacion Geológica Argentina, 24 (33): 239-252. 1975.

Milani, E.J., DeWitt, M.J. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and souther Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. In: Pankhurst, R.J. Trouw, R.A.J, Brito Neves, B.B, De Wit M.J. (Eds). West Gondwana: Pré Cenozoic Correlations across South Atlantic Region. Geological Society, especial publication, 294, pp 319-342. 2008.

Lock, B. "Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa." Geology **8**: 35-39. (1980).

Lluch, J. J. Diagénesis y metamorfismo em las Sierras Australes. Não publicado, manuscrito. (1976)

Pángaro, F. and V. A. Ramos. "Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: new pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in

the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins." Marine and Petroleum Geology **37**: 162–183. (2012).

Passchier, C.W and Trouw, R.A.J. Microtectonics Textbook, second edition. pp-366. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005.

Ramos, V.A. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? IX Congr. Geol. Arg., Actas II:311-325. Sc. Bariloche, 1984.

Ramos, V., Late Proterozoic Early Paleozoic of South America: a collisional history. Episodes 11, 168–174. 1988.

Ramos, V.A., Vujovitch, G., Artino, R., Otamendi, J., Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. Journal of Geodynamics 50, 243–255. (2010).

Ramos, V., F. Chemale, et al. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. Gondwana Research, pp: 62-88. (2013).

Rapela, C.W. et al., Basement evolution of the Sierra de la Ventana fold belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. Journal of the Geological Society. London. v-160. n-2003. pp:613-628. **2003**.

Rossello, E.A y Massabie, A.C. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Ver., XXXVI (3): 272-285. Buenos Aires, 1981.

Rossello, E. and A. C. Massabie "Caracterización tectónica del Kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires." Revista de la Asociación Geológica Argentina **47**(20): 179-187. (1993).

Selles Martinez, J. Las Sierras Australes de Buenos Aires: su vinculación a un cizallamiento regional. Asoc. Geol. Arg., Ver. XLI (1-2):1987-1990. Buenos Aires, 1986.

Selles Martinez, J. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. J. South Am. Earth Sci., en prensa. (1989).

Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A., Jourdan, F., Closure of Clymene ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. Gondwana Research 21, 394-405. (2012).

Tomezolli, N.R., Cristallini, E.O. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? Revista de la Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires. v-59. n-2. pp:330-340. (2004).

Uriz, N.J., Cingolani, C.A and Chermale Jr., F., Estudio preliminar de la procedencia sedimentaria del grupo Ventana Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas del 17° Congreso Geológico Argentino. Jujuy.(2005).

Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, M.B., Armstrong, R., Isotopic studies on detrital zircons of Silurian-Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. International Journal of Earth Sciences 100, 571-589. (2010).

Varela, R. Edad Rb/Sr de las rocas ígneas de la Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires. Soc. Cient. Arg. Anais. CXCIV, pp: 71-80. Buenos Aires. (1973).

Von Gosen, W., Buggisch, W., Dimieri, L.V. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes, Buenos Aires province, Argentina. Geologische Rundschau 79, 797-821. (1990).

Zavala, C., Azúa, G., Freige, R.H., Ponce, J.J. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica. Argentina 55, 165-178. (2000).

