

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE
FALHAS SANTA BARBARA – REGIÃO DE CAÇAPAVA
DO SUL – LAVRAS DO SUL**

ANDREÁ TREVISOL

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DO SISTEMA DE
FALHAS SANTA BARBARA – REGIÃO DE CAÇAPAVA
DO SUL – LAVRAS DO SUL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos- UNISINOS, para a obtenção do Título de Mestre (Área de Concentração Meio Ambiente e Recursos Minerais).

Orientador: Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff

UNISINOS/PPGEO

Ficha Catalográfica

T814c Trevisol, Andréa

Caracterização Estrutural do Sistema de Falhas Santa Barbara – Região de Caçapava do Sul - Lavras do Sul / por Andréa Trevisol. – 2007.

89 f. : il. ; 30cm.

Dissertação (mestrado) — Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2007.

“Orientação: Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff, Ciências Exatas e Tecnológicas”.

1. Geologia Estrutural - Falhas. 2. Falhas Transcorrentes. 3.

Sistema de Falhas Santa Barbara. 4. Granito - Caçapava. I. Título.

Catálogo na Publicação:

Bibliotecária Camila Rodrigues Quaresma - CRB 10/1790

ATESTADO DE APROVAÇÃO

ATESTAMOS que a dissertação de Mestrado

Caracterização estrutural do Sistema de Falhas Santa Bárbara, região de Caçapava do Sul - Lavras do Sul

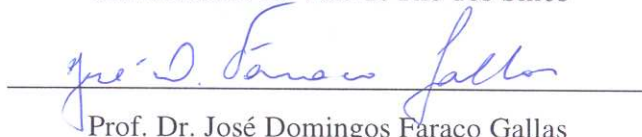
apresentada por ANDREÁ TREVISOL,

foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção do grau de Mestre em Geologia, com conceito aprovado.

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Osmar Gustavo Wohl Coelho
Universidade do Vale do Rio dos Sinos



Prof. Dr. José Domingos Faraco Gallas
Universidade de São Paulo

Presidente da Banca Examinadora



Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff
Universidade do Vale do Rio dos Sinos

São Leopoldo, 13 de julho de 2007.

*Ao Fernando, uma singela recompensa por sua
enorme persistência.*

AGRADECIMENTOS

Prof. Dr. Fernando J. Althoff

Prof. Dr. José F. Gallas

Prof. Dr. Osmar Coelho

Equipe geofísica:

Telmo Valles

Rafael Dessart

Renato Bidóia

Ricardo Queiroz (goiano)

Somos energia e vontade, e tudo que resulta dessa interação, que pra
cada um será única, e só por isso, inestimável.

SUMÁRIO

Resumo	07
Abstract	08
1. Introdução	09
1.1 Objetivos.....	09
1.2 Justificativa.....	09
1.3 Concepção do trabalho e métodos.....	10
1.3.1 Reprodução de estruturas em caixa de areia.....	11
1.3.2 Definição de produtos de sensores remotos.....	12
1.3.3 Geoprocessamento.....	13
1.3.4 Identificação de lineamentos e estruturas.....	14
1.3.5 Análise de afloramentos.....	14
1.3.6 Geofísica.....	15
1.4 Estrutura do texto.....	15
2. Sensoriamento Remoto	16
2.1 Tipos de Sensores.....	17
2.1.1 LANDSAT.....	18
2.1.2 ASTER.....	19
2.1.3 CBERS.....	19
2.1.4 Radar (GEMS 1000).....	20
2.2 Obtenção de imagens de radar.....	20
2.2.1 Aspectos a considerar na análise de imagens de radar.....	21
2.2.2 Imagens de radar e lineamentos.....	24
3. Eletrorresistividade	25
3.1 Caminhamento elétrico arranjo dipolo-dipolo.....	25
4. Falhas transcorrentes	28
4.1 Forma e deslocamento.....	28
4.2 Estruturas associadas.....	29
4.2.1 Fraturas e falhas.....	29
4.2.2 Dobras.....	31
4.2.3 Estruturas em flor.....	32
4.2.4 Estruturas em leques imbricados.....	34

4.3 Rochas de falha.....	34
4.4 Comparação com estruturas associadas à falhas normais.....	35
5. Geologia.....	37
5.1 Escudo Sul-riograndense.....	37
5.2 Contexto geológico local.....	38
5.2.1 Complexo Granítico Caçapava do Sul e encaixantes.....	39
5.2.2 Complexo Granítico Lavras do Sul e encaixantes.....	42
5.2.3 Bacia do Camaquã.....	46
5.2.3.1 Sub-bacia Santa Bárbara.....	47
6. Modelos reduzidos de sistemas de falhas.....	50
6.1 Comparação com sistemas distensivos.....	52
7. Análise de imagens e caracterização de estruturas.....	58
7.1 Área 1.....	61
7.1.1 Perfil A–B.....	62
7.1.2 Perfil E–F.....	65
7.2 Área 2.....	68
7.3 Área 3.....	69
7.3.1 Perfil C –D.....	70
7.3.2 Perfil G–H.....	71
7.4 Área 4.....	76
7.5 Área 5.....	77
7.5.1 Perfil I–J.....	78
7.6 Área 6.....	81
7.7 Área 7.....	82
8. Discussão e conclusões.....	83
8.1 Caracterização do sistema de falhas transcorrentes.....	83
8.2 Sentido de deslocamento.....	83
8.3 Orientação dos eixos principais de <i>stress</i>	84
8.4 Nível crustal.....	84
8.5 Influência na evolução geológica regional.....	85
BILIOGRAFIA.....	87

RESUMO

Este trabalho apresenta a caracterização estrutural do Sistema de Falhas Santa Bárbara, com base na análise de imagens de radar, de perfis de eletrorresistividade (técnica de caminamento elétrico) e em dados de campo. O Sistema de Falhas Santa Bárbara é uma megaestrutura do Escudo Sul-riograndense. Com orientação NE-SW, estende-se da região onde aflora o Complexo Granítico Caçapava do Sul, a NE, até a região onde aflora o Complexo Granítico Lavras do Sul, a SW, passando pela Sub-bacia Santa Bárbara da Bacia do Camaquã. Fazem parte deste sistema, entre outras, as falhas conhecidas como Falha do Perau, Falha dos Cabritos e Falha do Segredo. A análise de imagem de radar destaca lineamentos com grandes extensões (dezenas de km) aproximadamente retilíneos, blocos soerguidos (estruturas em flor positivas), blocos rebaixados (estruturas em flor negativas, bacias *pull-apart*) e leques imbricados, além de estruturas de Riedel (falhas e fraturas secundárias). Os perfis de eletrorresistividade mostram que os principais lineamentos representam planos de descontinuidades verticais. A análise de afloramentos mostra que nas áreas de influência dos lineamentos principais e das estruturas de Riedel ocorrem zonas de deformação frágil, representativas de deformação em nível crustal raso. O conjunto de dados permite caracterizar o Sistema de Falhas Santa Bárbara como um sistema de falhas transcorrentes sinistrógiro, ao longo do qual se alternam estruturas geradas em domínios transpressivos ou transtensivos. A deformação está associada a um sistema de eixos principais de *stress* com σ_1 orientado na direção N-S, σ_2 aproximadamente vertical, e σ_3 com orientação E-W. O sistema de falhas, que influenciou na colocação do Complexo Granito Caçapava do Sul e na sedimentação da Sub-bacia Santa Bárbara da Bacia do Camaquã, teve seu principal período de funcionamento por volta 540 Ma.

ABSTRACT

This Works present the structural characterization of the Santa Bárbara system of faults, based in analysis of radar images, electroresistivity profiles (lateral profiling technique) and field data's. The Santa Bárbara system of faults is a mega structure from the Sul-riograndense shield. With NE-SW orientation, it extend from the region where emerge the Caçapava do Sul Granite Complex, at NE, since the region where emerge the Lavras do Sul Granite Complex, at SW, passing by Santa Bárbara Sub-basin from Camaquã Basin. Are constituents of this system, faults knows like, Perau's Fault, Cabritos' Fault and Segredo's Fault. The analysis of radar images detaches lineaments with big extensions (a set of ten km) closely rectilinear, uplifted blocks (normal flower structures), lowered blocks (negative flower structures, pull-apart basins) and imbricate fans, besides Riedel's structures (secondary faults and fractures). The electroresistivity profiles show that the mains lineaments represent planes of vertical discontinuity. The analysis of outcrops shows that in the areas with the influence of the main lineaments and Riedel structures occurs a brittle deformation zones, representatives of the deformation in a high crustal level. The information permits to characterize the Santa Bárbara system of fault as a left-handed strike slip system, where along of, are alternated structures formed in transtensive or transpressive domains. The deformation is associated a system of stress axis, with σ_1 oriented at N-S direction, σ_2 closely vertical, and σ_3 with orientation E-W. The fault system has influenced in the emplacement of Caçapava do Sul Granite Complex and in the sedimentation of the Santa Bárbara sub-basin from Camaquã basin, and has your main fonctionament period to near of 540 Ma.

1. Introdução

Imagens de radar, satélite e fotos aéreas da região de Caçapava do Sul - Lavras do Sul mostram um bem marcado sistema regional de lineamentos com orientação NE-SW. Esse sistema estende-se da região de afloramento do Complexo Granítico Caçapava do Sul, a NE, até a região onde aflora o Complexo Granítico Lavras do Sul, a SW, passando por domínios da Sub-bacia Santa Bárbara (Bacia do Camaquã), onde adquire sua melhor expressão morfológica (Serra de Santa Bárbara).

Os lineamentos marcam um dos vários sistemas de falhas que afetam o Escudo Sul-riograndense, que engloba falhas conhecidas como “Falha dos Cabritos”, “Falha do Perau” e “Falha do Segredo”. O conjunto destas falhas, e das estruturas secundárias associadas é denominado aqui de Sistema de Falhas Santa Bárbara, por ser melhor visualizado na serra homônima.

As principais falhas desse sistema são assinaladas como transcorrentes nos mapas geológicos da região. Entretanto, o sistema como um todo ainda não foi alvo de estudos específicos voltados à sua caracterização.

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a análise estrutural do Sistema de Falhas Santa Bárbara na região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul, incluindo:

- a caracterização de feições macro e mesoscópicas;
- a comparação com modelos clássicos de sistemas de falhas;
- a definição da orientação dos eixos principais de *stress* relacionados ao falhamento;
- a determinação do nível crustal em que o sistema de falhas funcionou.

1.2 Justificativa

O Sistema de Falhas Santa Bárbara teve papel importante na evolução geológica regional, influenciando, por exemplo, na colocação do Complexo Granítico Caçapava do Sul (Costa *et al.* 1995) e na evolução da Sub-bacia Santa Bárbara (Paim *et al.* 2000). A análise do sistema de falhas é importante para o conhecimento da evolução geológica daquela parte do Escudo Sul-rio-

grandense. Através das feições estruturais associadas ao Sistema de Falhas Santa Bárbara, presentes nas unidades estratigráficas da região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul, é possível analisar cerca de 50 Ma da evolução geológica da região.

1.3 Concepção do trabalho e métodos

Após realizar um trabalho de conclusão de curso de graduação em Geologia voltado para a Geologia Ambiental, o objetivo da autora ao entrar no Programa de Pós-Graduação em Geologia foi o de aprofundar-se na aplicação dos conceitos fundamentais da Geologia Estrutural envolvendo análise de imagens e sensoriamento remoto.

Para tomar conhecimento de conceitos e informações ainda não completamente dominados, o trabalho foi iniciado com um **levantamento bibliográfico**, que envolveu a leitura e compilação de informações sobre a geologia regional, sensoriamento remoto, análise de imagens e sistemas de falhas transcorrentes. Mais tarde, com o desenvolvimento do trabalho, os conceitos fundamentais sobre eletrorresistividade também foram pesquisados.

Com relação à Geologia Estrutural, após o estudo de modelos de sistemas transcorrentes e de sistemas distensivos, foram feitas seqüências de **reprodução de estruturas em caixas de areia**, com o intuito de adquirir a familiaridade necessária para realizar a contento a análise de imagens.

O passo seguinte foi a **definição do produto de sensoriamento remoto** mais adequado ao estudo proposto, tendo sido analisadas várias possibilidades. Essa atividade também envolveu **geoprocessamento**.

Estas atividades permitiram chegar à **análise de imagens**, em que se procurou a caracterização de macro e mesoestruturas associadas ao sistema de falhas.

A continuação do trabalho levou a uma **etapa de campo**, para verificação das estruturas caracterizadas nas imagens. Inicialmente, havia sido planejada a análise mesoscópica das estruturas. Logo se percebeu que em muitos casos a existência das estruturas não poderia ser comprovada apenas com os dados de “superfície”, e que uma visão tridimensional seria necessária. Por isso fez-se uso da **geofísica**, tendo sido empregada a **eletrorresistividade**, pelo método do caminhamento, para a perfilagem de possíveis zonas de falhas.

1.3.1 Reprodução de estruturas em caixa de areia

A reprodução de estruturas tectônicas em laboratório, com modelos em escalas reduzidas iniciou há 200 anos com James Hall e teve seu papel em estudos geodinâmicos efetivamente estabelecido por Ramberg (1981). Modelos simples podem ser feitos com materiais como areia, argila, plasticina e papel umedecido. Os trabalhos com modelos mais sofisticados evoluíram em complexidade a partir da aplicação de outros materiais (Ranalli 2001). Com o intuito de reproduzir seqüências de formação das estruturas frágeis associadas a sistemas de falhas transcorrentes (vistas no Cap. 4), foram elaborados experimentos em caixas de areia. A areia foi o material escolhido por melhor representar o comportamento em geral das rochas em ambientes rúpteis. As estruturas reproduzidas serviram como modelos na análise de imagens da região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul (apresentada no Cap. 7). Foi utilizada areia fina umedecida em uma caixa de acrílico transparente (30x20x4cm) composta por duas partes móveis (Fig. 1.1).

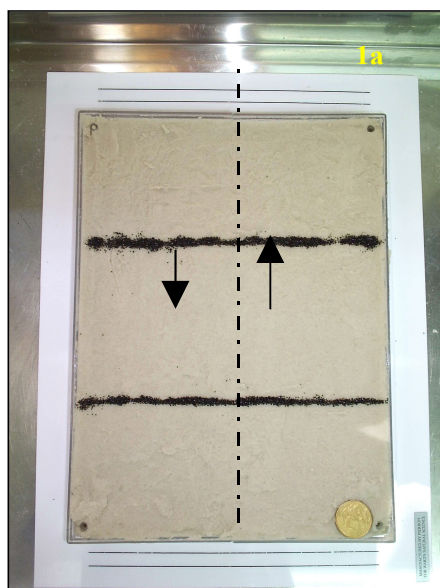


Figura 1.1 – Caixa com areia usada na geração de falhas transcorrentes. As linhas pretas horizontais são marcadores cinemáticos. Escala - moeda de 25 centavos (24 mm diâmetro).

Para a geração de estruturas a caixa é preenchida até a borda com areia umedecida com água. A falha é formada com o deslocamento das duas partes da caixa em sentidos opostos. Ocorrem variações nas estruturas geradas em função da quantidade de água, da compactação da areia e da taxa do deslocamento.

Para a reprodução de estruturas distensivas foi utilizada uma caixa de acrílico (25 x 15 x 15 cm) com duas paredes internas móveis, preenchida com gesso com corantes. Quando as duas paredes são puxadas por hastes originam-se esforços distensivos (Fig. 1.2).

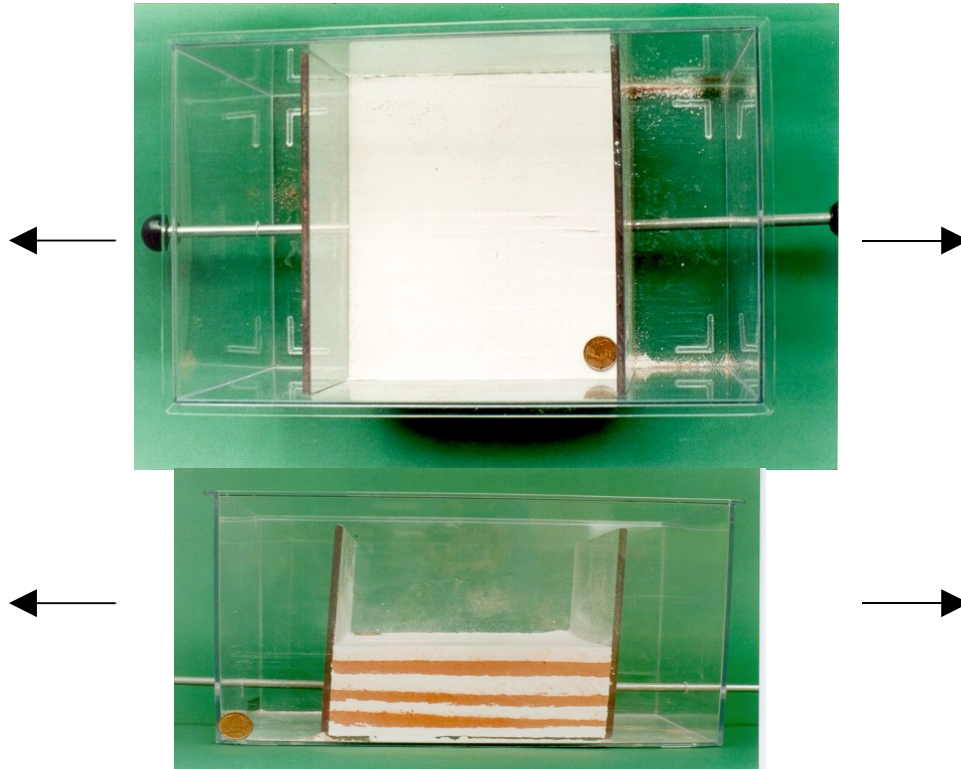


Figura 1.2 – Vistas em planta e em perfil da caixa de acrílico preenchida com gesso colorido, utilizada para a geração de estruturas distensivas. Moeda de 5 centavos como escala (22 mm diâmetro), (segundo Martins *et al.* 2000).

1.3.2 Definição de produtos de sensores remotos

A determinação do tipo de produto de sensores remotos mais adequado foi feita como atividade da disciplina Introdução ao Sensoriamento Remoto, em um processo em que foram levados em conta a escala de trabalho, a base de dados e o alvo pretendido.

Duas alternativas foram consideradas para a determinação de lineamentos da região Caçapava do Sul – Lavras do Sul:

- a utilização de imagens CBERS, LANDSAT ou ASTER com aplicação de filtros;
- o uso de imagens de radar.

Foram testadas quatro imagens CBERS necessárias para compor a região Caçapava do Sul – Lavras do Sul. Imagens CBERS 2, sensor CCD com resolução espacial de 20 x 20 m, bandas 2, 3 e 4:

- Órbita 159, ponto 134 de 04/03/2004;
- Órbita 160, ponto 134 de 01/03/2004;
- Órbita 159, ponto 135 de 04/03/2004;
- Órbita 160, ponto 135 de 13/06/2004.

Estas imagens CBERS apresentaram diferenças de *pixel* e de luminosidade (pouca ou excessiva), dificultando a realização da composição necessária para abranger a região Caçapava do Sul – Lavras do Sul e foram descartadas.

Foram feitos testes com a imagem LANDSAT TM, órbita 222, rota 081, de 24/04/1999, resolução espacial de 30 x 30 m, bandas 3, 4 e 5.

Uma análise de fraturas na área do Granito Lavras do Sul foi realizada por Scherer (2006) com base em imagem ASTER (o mapa de fraturas obtido por esse autor é o apresentado na Fig. 5.7). Foi usada a imagem ASTER AST L1B 003 05112002134359 05222002151702, de 22/05/2002, bandas 1, 2 e 3 (VNIR), com resolução espacial de 15 m, georeferenciadas.

Foi utilizada imagem de radar GEMS 1000 analógica, Folha SH.22-Y-A, linha de vôo NS, Banda X - 1975/1976, e sua correspondente digital. A escala de projeção da Folha é de 1:250.000.

Com relação às imagens ASTER, Scherer (2006) conclui que em áreas densamente vegetadas, como é o caso da região Caçapava do Sul– Lavras do Sul, os resultados ficam aquém dos obtidos com as imagens LANDSAT.

Por sua vez, os resultados obtidos nos testes com a imagem LANDSAT não se mostrarem melhores que os obtidos com a imagem de radar GEMS 1000. Por isso, a imagem GEMS 1000 foi a selecionada.

1.3.3 Geoprocessamento

Para a análise de imagens LANDSAT, o tratamento incluiu:

- exportação dos dados de topografia, a partir da Carta 1:50.000 - Lavras do Sul, para *software* ILWIS;
- rasterização do mapa, confecção de mapa DEM ou MNT;
- elaboração de mapa de declividade;
- recorte das imagens bandas 3, 4 e 5;
- georreferenciamento;
- aplicação de filtros;

- determinação das concentrações de biomassa (vegetação) através de mapa NDVI, minimizando sua interferência na detecção de lineamentos;

- elaboração de composições coloridas.

Para as imagens GEMS, procedeu-se da seguinte maneira:

- importação das imagens de radar GEMS 1000 para o *software* ILWIS

- os contatos geológicos obtidos em mapas foram importados para o ILWIS (limites do Complexo Granítico Caçapava do Sul segundo mapas da Rio Doce Geologia e Mineração SA - Projeto Cobre, 1976 - em escala 1:100.000; limites do Complexo Granítico Lavras do Sul segundo Scherer [2006]);

- os lineamentos foram digitalizados no CAD e importados para o ILWIS, separados segundo seu porte e orientação.

1.3.4 Identificação de lineamentos e estruturas

Os lineamentos foram identificados por análise visual direta da imagem GEMS analógica. Foram assinalados todos os lineamentos perceptíveis, não importando seu porte, destacados em papel vegetal segundo o método definido por Lima (1995), que prevê a identificação de feições lineares negativas (lado da sombra de radar) e de feições lineares positivas (cristas claras).

Os lineamentos determinados foram agrupados em famílias, conforme suas direções.

A análise visual direta também permitiu a identificação de outras estruturas relacionadas a sistemas transcorrentes.

1.3.5 Análise de afloramentos

Com base na análise de imagens e nos mapas da Rio Doce Geologia e Mineração SA, foram selecionados afloramentos para a verificação em campo das estruturas determinadas na análise das imagens. A análise dos afloramentos compreendeu a descrição sucinta das rochas e de feições de deformação. A análise de afloramentos também envolveu a seleção dos locais para realização de perfis de eletrorresistividade.

1.3.6 Geofísica

O levantamento geofísico foi estruturado de forma a envolver diferentes níveis estratigráficos da Sub-bacia Santa Bárbara. O método empregado foi o da eletrorresistividade pela técnica de Caminhamento Elétrico, arranjo dipolo-dipolo.

Os dados obtidos em campo e os calculados para cada perfil são apresentados nos Anexos, em função da abertura AB-CD e da corrente aplicada.

Para representar o comportamento das resistividades em subsuperfície nos perfis, os dados de resistividades aparentes foram interpolados (contornos de isovalores) para confecção de pseudo-seções elétricas, usando o software Surfer 8. As formas de contorno estabelecidas dependem tanto da distribuição da resistividade quanto da geometria de configuração dos eletrodos; assim, a geometria dos corpos em subsuperfície apresenta distorções nas pseudo-seções. Para minimizar essas distorções foi aplicado um processo de inversão dos dados. Este processo é digital e busca, através de sucessivas inversões, estabelecer um modelo que corresponda à melhor distribuição das resistividades para um modelo real. Para este trabalho foi usado o software RES2DINV.

1.4 Estrutura do texto

Decorrente da seqüência metodológica adotada, esse texto está estruturado em 8 capítulos. Os primeiros capítulos, ligados à pesquisa bibliográfica, apresentam conceitos e informações sobre sensoriamento remoto e análise de imagens de radar (Capítulo 2), sobre o método de eletrorresistividade (Capítulo 3) e as principais características dos sistemas de falhas transcorrentes (Capítulo 4).

O Capítulo 5, sobre a geologia regional, apresenta as informações sobre a região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul consideradas relevantes para a análise estrutural do sistema de falhas. Em seguida, inicia-se a apresentação dos dados obtidos neste estudo. No Capítulo 6 são apresentadas as estruturas associadas a sistemas transcorrentes obtidas em laboratório. O Capítulo 7 é voltado às meso e macro-feições caracterizadas no Sistema de Falhas Santa Bárbara, determinadas em imagens e checadas em afloramentos e por meio de geofísica.

Finalmente, o Capítulo 8 apresenta as conclusões.

2 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto consiste na medida, análise e interpretação das interações das ondas eletromagnéticas com a matéria. As medidas são feitas à distância, sem o contato direto com o alvo (Mather 2004, Meneses & Neto 2000). Ondas eletromagnéticas são conjuntos de campos elétricos e magnéticos que viajam pelo espaço e atingem a Terra. Do total de ondas eletromagnéticas que atinge a Terra, 65% é absorvido pela superfície e 35% é refletido (Fig. 2.1).

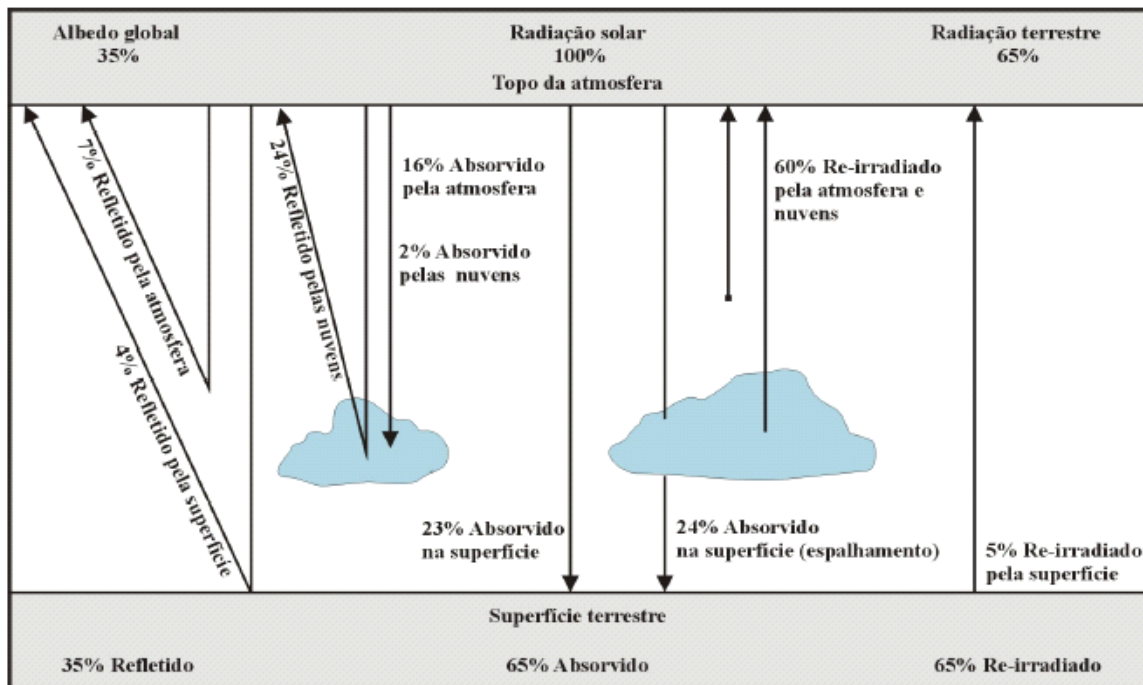


Fig 2.1 – Esquema da interação da energia eletromagnética com a atmosfera e a superfície da Terra (segundo Avery & Berlin 1992).

As radiações eletromagnéticas distribuem-se em um espectro contínuo, que contém comprimentos de ondas de milésimos de nm (nanômetros) até dezenas de km, divididos em classes mais ou menos arbitrárias, de acordo com suas características físicas. Começando pelas frequências mais baixas, tem-se as ondas de rádio, radiação infravermelha, espectro visível, radiação ultravioleta, raios-X e raios gama.

A energia refletida por um alvo em relação à energia incidente chama-se Albedo. O Albedo é determinado por aspectos físicos como a rugosidade do terreno, a granulometria, forma dos materiais constituintes e pelo arranjo eletrônico dos átomos que os compõem.

Todas as classes do espectro contínuo interagem com a matéria, mas são particularmente usadas no sensoriamento remoto aquelas onde a transmissividade da radiação solar é maior. São elas as regiões do ultravioleta (UV), visível, infravermelho (IR) e microondas (Fig. 2.2).

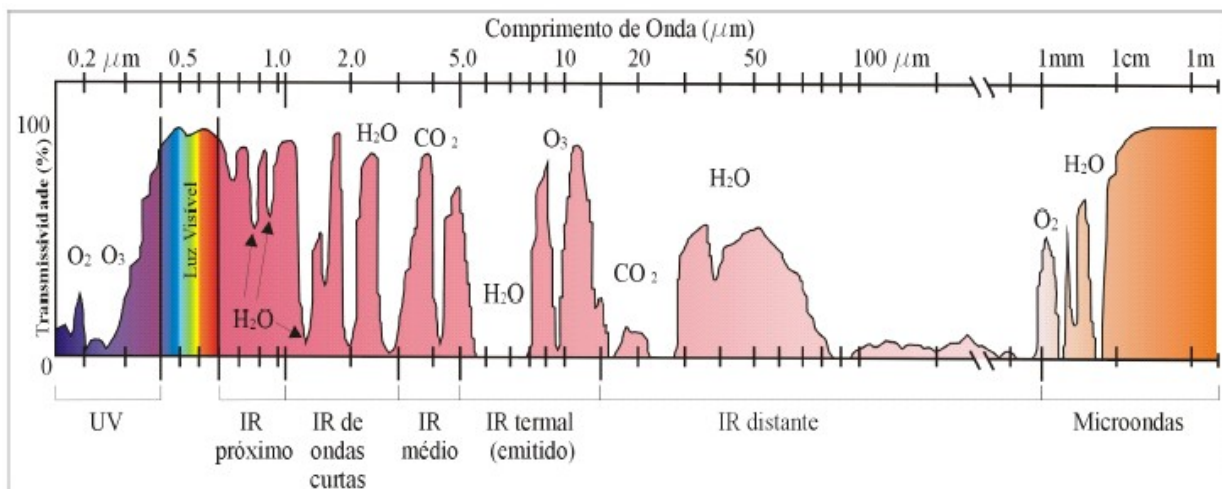


Fig 2.2 – Transmissividade atmosférica da energia eletromagnética (segundo Avery & Berlin 1992).

2.1 Tipos de Sensores

Segundo o tipo de energia usada os sensores podem ser classificados como **passivos** ou **ativos**. Sensores passivos limitam-se a detectar a energia proveniente de uma fonte exterior. Sensores ativos são capazes de emitir sua própria energia, o que os torna mais flexíveis e menos dependentes de condições externas. Para os sistemas passivos a faixa do espectro mais utilizada estende-se do ultravioleta (UV) ao infravermelho distante (FIR). Entre os sistemas ativos, o radar, que trabalha na faixa das microondas, esta entre os mais usados (Fig. 2.3).

Um aspecto importante relacionado aos sensores é o da **resolução** do sistema, que pode ser descrita como a habilidade em registrar uma informação discriminadora. Em resumo, o conceito de resolução implica em pelo menos quatro tipos de mensurações: espacial, espectral, radiométrica e temporal. A resolução espacial significa o limite inferior de tamanho de objeto que se pode distinguir em uma imagem do sensor. A resolução espectral significa o numero de faixas de detecção do sensor ou o numero de bandas. A resolução radiométrica significa a sensibilidade do sensor em detectar variações nos sinais que recebe, ou seja, é o número máximo de níveis digitais que o sensor pode detectar. A resolução temporal refere-se à frequência de cobertura (número de vezes que o sensor imageia um mesmo alvo).

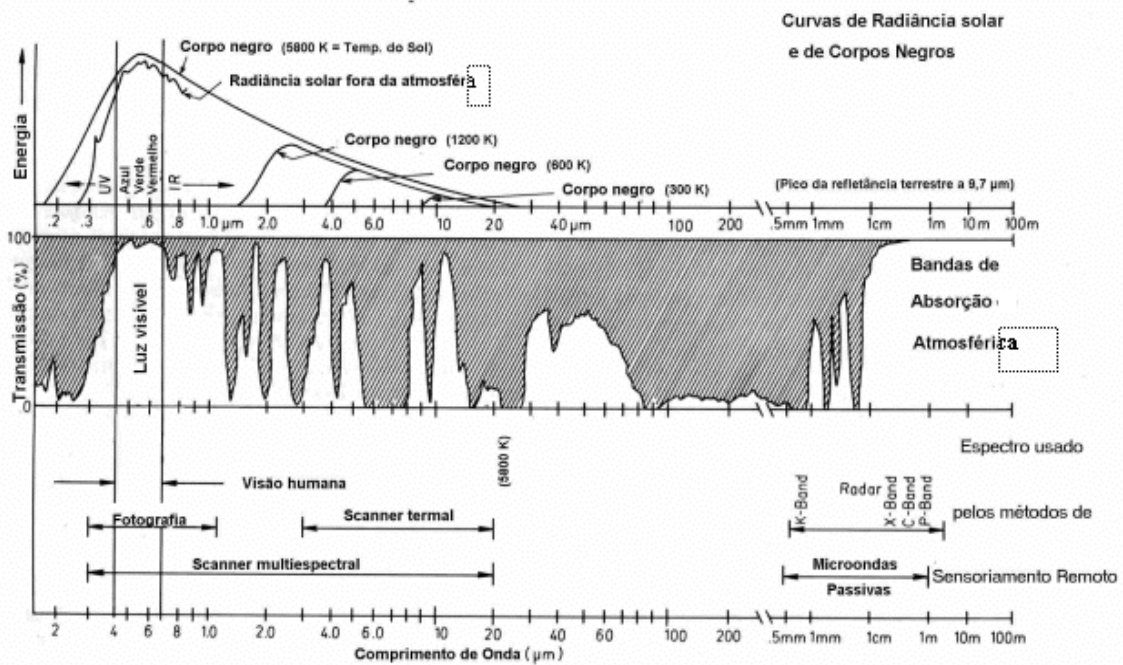


Fig 2.3 - Espectro eletromagnético, transmissividade atmosférica e comprimentos de onda usados nos diferentes sensores remotos (segundo Kronberg 1984).

Dentre os vários tipos de sensores existentes, na realização desse trabalho foram considerados LANDSAT, ASTER, CBERS e o Radar GEMS 1000.

2.1.1 LANDSAT

O primeiro satélite da série LANDSAT foi lançado em 1972, especialmente para interpretações multiespectrais de aspectos agrícolas, florestais, oceanográficos e geológicos. Dez anos depois, o LANDSAT 4 foi lançado já como parte da segunda geração de sistemas passivos de alta resolução. O LANDSAT 7 foi lançado em 1999.

Os LANDSAT 4 e 5 são equipados com dois sistemas de *scanners*: o Multispectral Scanner Subsystem (MSS), já existente nos anteriores, e o Thematic Mapper (TM). Em comparação com o MSS, o TM é caracterizado por uma resolução espacial de 30 m e de 120 m, no canal térmico (no MSS, 80 e 240 m) e intervalo menor entre seus canais. Têm órbita quase polar e heliossíncrona, altitude média de 705,3 km e uma inclinação de 98,2°, cobrindo toda a Terra em 16 dias. Sua resolução radiométrica é de 8 bits (256 níveis de cinza).

2.1.2 ASTER

O sensor ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), é transportado pelo satélite Terra, lançado em dezembro de 1999, através de um projeto conjunto EUA/Japão. Seu tempo de operação é de seis anos, em órbita heliossíncrona de 16 dias, com altitude aproximada de 705 km, e cenas de 60 x 60 km.

O sistema ASTER analisa os campos visível e infravermelho, da seguinte forma:

- VNIR (*Near Infra Red*) - 3 bandas, resolução espacial de 15 m;
- SWIR (*Short Wave Infra Red*) - 6 bandas, resolução espacial de 30 m;
- TIR (*Thermal Infra Red*) - 5 bandas, resolução espacial de 90 m.

Este sensor possibilita a detecção de feições espectrais de diversos minerais componentes rochas. Além disso, o sensor ASTER possibilita a geração do Modelo Numérico do Terreno diretamente a partir da imagem.

2.1.3 CBERS

O CBERS 1 foi o primeiro satélite de produção brasileira que está em órbita, lançado em 1999 em projeto conjunto com a China. Em 2003 foi lançado o CBERS 2, com maior qualidade de imagem. Possui três sensores imageadores: o imageador de visada larga (WFI), a câmara CCD de alta resolução e o varredor multiespectral infravermelho (IR-MSS). Suas principais características são altitude média de 778 km, 5 bandas, sendo uma pancromática, e resolução de 20 x 20 m.

2.1.4 Radar (GEMS 1000)

O GEMS 1000 foi o sensor aerotransportado de varreduras utilizado como base para o projeto RADAMBRASIL. Com o final do projeto, em 1986, o acervo de imagens analógicas foi passado ao IBGE. Atualmente, as imagens, digitalizadas, são fornecidas pela ADIMB.

As principais características do GEMS 100 são:

- altitude e linhas de vôo: 11.000 m, N-S (principal) e E-O (secundária);
- espaçamento entre linhas e recobrimento: 15 km, 10%;

- tipo de antena: abertura sintética;
- comprimento de onda: 3,12 cm;
- resolução espacial: 16 m;
- ângulos de depressão e varredura: 13 e 45 graus;
- escala original: 1:400.000.

2.2 Obtenção de imagens de radar

Os sensores radar podem ser orbitais ou transportados. Os radares de visada lateral situam-se na faixa das microondas, entre os comprimentos de 1nm a 100 e frequência de 0,3 a 50 GHz. Denominam-se “de visada lateral” por cobrirem uma faixa contínua ao lado da aeronave, ao invés de uma faixa abaixo da aeronave, como acontece com os aerofotogramas.

Para a obtenção da imagem, a antena de radar posiciona-se com seu eixo longitudinal na base da aeronave, emitindo um feixe de ondas em forma de leque, cuja varredura edifica a imagem (Lima 1995). O posicionamento do alvo na imagem depende de sua distância em relação à antena e seu tom depende do sinal de retorno (Fig. 2.4).

Os principais parâmetros considerados na obtenção de imagens de radar são descritos abaixo (Fig. 2.5):

- ângulo de incidência: ângulo formado pelo raio incidente do radar e a perpendicular com a superfície incidente, sendo igual ao ângulo de reflexão;
- ângulo de depressão: ângulo formado entre a linha horizontal que passa pela antena e o raio incidente;
- alcance oblíquo: distância entre a antena e o alvo;
- alcance no terreno: faixa do terreno coberta pela varredura. Sua porção média constitui o limite entre os canais próximo e remoto. O canal próximo (CP) tem ângulos de

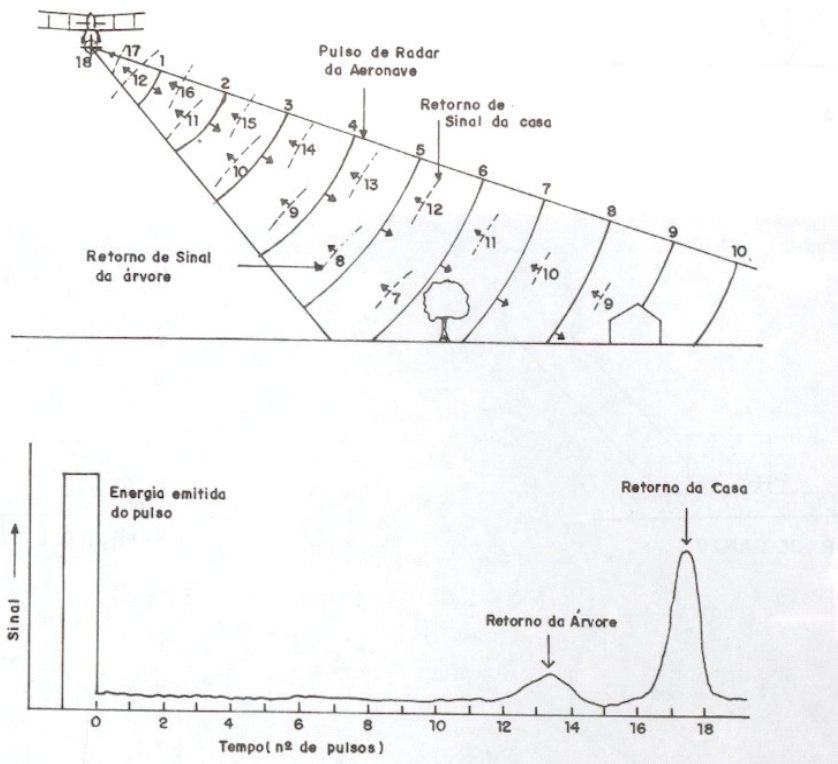


Fig 2.4 – Tempo e amplitude de sinal no sistema de radar de visada lateral (segundo Lima 1995).

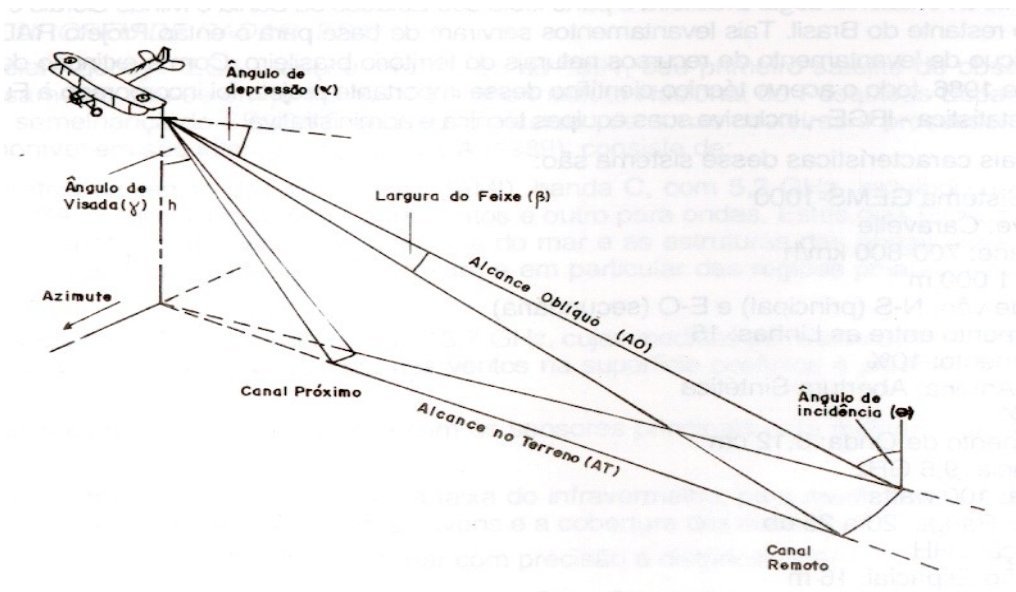


Fig. 2.5 - Parâmetros em imagens de radar (segundo Lima 1995).

depressão maiores e conseqüentemente menores comprimentos de sombras devido à proximidade da antena. Com o canal remoto (CR) ocorre o contrário.

2.2.1 Aspectos a considerar na análise de imagens de radar

A tonalidade de um alvo qualquer na imagem de radar depende fundamentalmente do tipo de retorno (Fig. 2.6). O retorno do sinal será nulo com reflexão especular (espelho

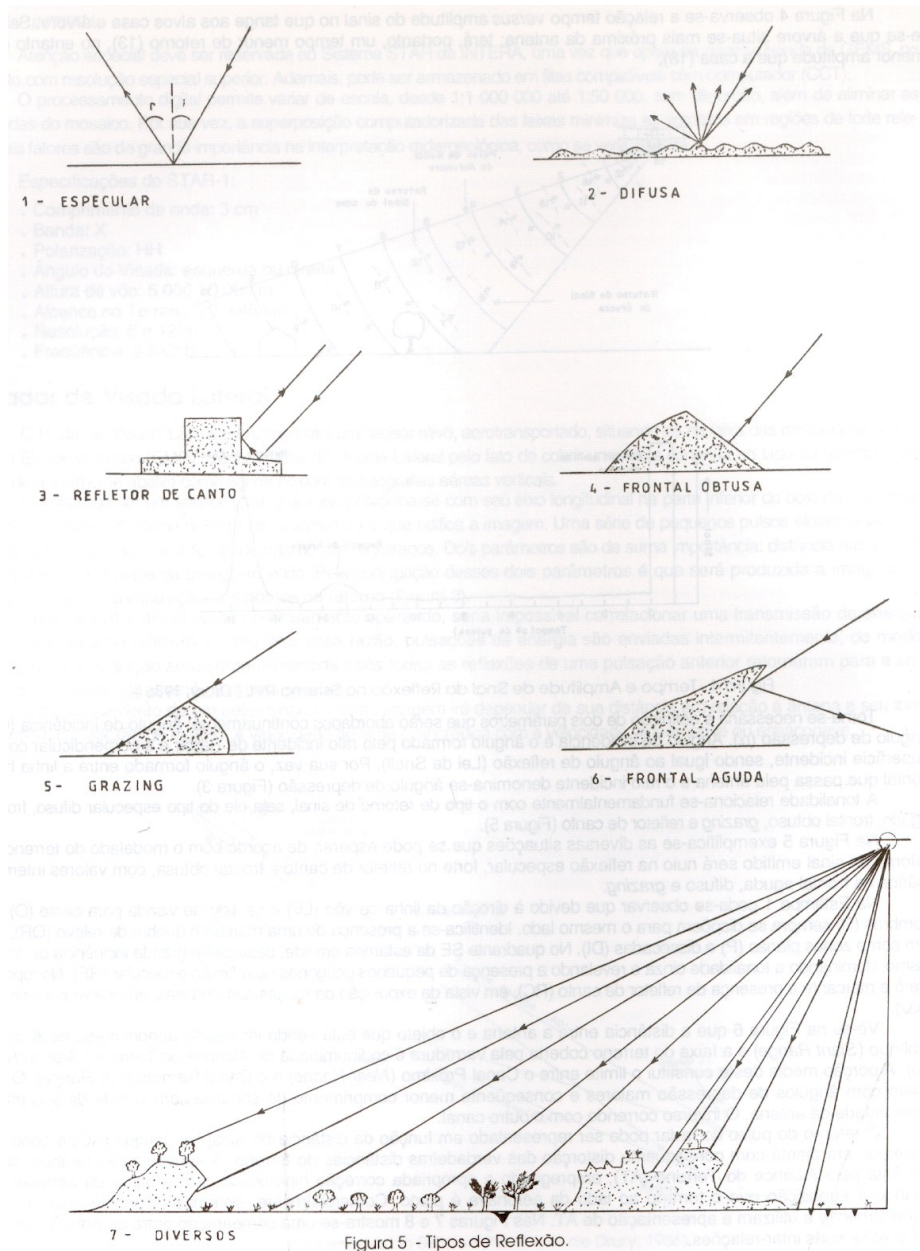


Fig. 2.6 – Tipos de reflexão em imagens de RADAR (segundo Lima 1995).

d'água), forte com reflexão de canto e frontal obtusa, e intermediário na reflexão frontal aguda, difusa e *grazing* (Lima 1995). As imagens de radar também dependem de parâmetros geométricos: sombras de radar, encurtamento de pendentes, fantasmas de radar e paralaxe de radar.

As sombras de radar são uma das principais características das imagens de radar, responsável pela sensação direta de terceira dimensão. As sombras só ocorrem se o ângulo de depressão for menor que o ângulo da pendente não voltada para a antena (Fig. 2.7).

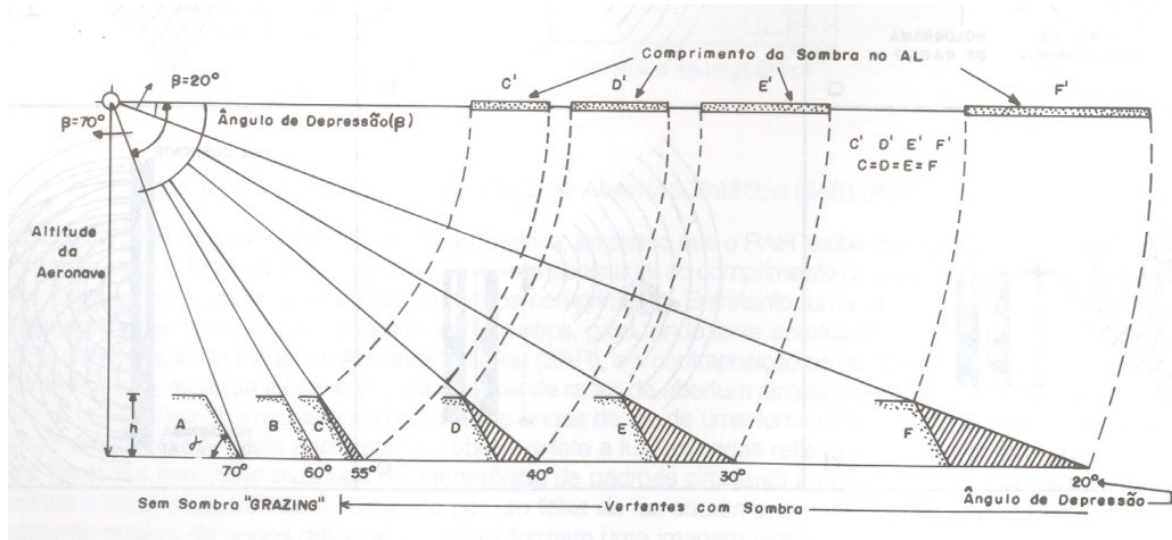


Fig. 2.7 - Relação entre o ângulo de depressão (β) e o comprimento da sombra de radar (segundo Lima 1995).

Pelas relações mostradas na figura observa-se que haverá desde casos em que quase não ocorrerão sombras até o caso extremo em que o ângulo de depressão será igual ao da pendente não voltada para a antena (*grazing*). Esse fato ocorre sempre no canal próximo (CP), enquanto que no canal remoto (CR) ocorre o ressalto de feições geomorfológicas, especialmente se o posicionadas paralelas à linha de vôo (perpendiculares à linha de varredura).

O fantasma de radar (Fig. 2.8a) é um fenômeno de deslocamento de relevo que ocorre no canal próximo em função da distância da antena em relação ao alvo imageado. Nestes casos, o sinal do topo da feição chega antes devido à proximidade com a antena. O fantasma de radar ocorre sempre que o ângulo de incidência for negativo. Constitui um caso extremo que impossibilita a interpretação radargeológica.

O encurtamento de pendentes (Fig. 2.8c) ocorre tanto nas encostas voltadas para a antena (reflexão frontal aguda) como nas pendentes não voltadas para a antena, excetuando-se os casos em que ocorre *grazing*. As pendentes voltadas para a antena terão retornos iguais, aparecendo como linhas ou traços grossos de cor branca.. Os encurtamentos provocam fortes distorções em relevos acidentados.

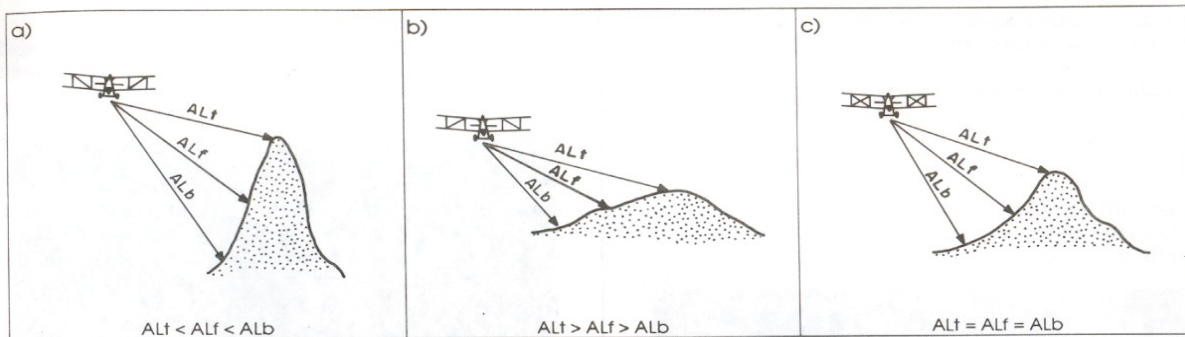


Fig. 2.8 - a) fantasma de radar, b) reflexão normal, c) encurtamento de pendentes (segundo Lima 1995).

2.2.2 Imagens de radar e lineamentos

O termo *lineamento* foi introduzido por Hobbs (1904) citado por O'Leary *et. al.* (1976) e redefinido por O'Leary *et. al.* (1976) como “feição linear, simples ou composta, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo, e que difere substancialmente dos padrões que lhe são adjacentes, e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície”.

Em imagens de radar, os lineamentos são linhas que, devido à visada lateral do sensor, aparecem claras, devido a reflexão frontal, ou escuras, relativas às sombras. São relacionadas a rasgos na superfície do terreno, tanto negativos (sombra) como positivos (cristas claras). O maior realce destas feições ocorre quando a feição alvo é paralela à linha de vôo (perpendicular à linha do *scanner*), caracterizando os “lineamentos de RADAR” (Lima 1995). As feições lineares negativas (sombras) retratam zonas de descontinuidade nas rochas ou traços retilíneos de drenagem; em ambos os casos devem constituir zonas de descontinuidades nas rochas.

3. Eletrorresistividade

O método de eletrorresistividade fornece como parâmetro principal à resistividade aparente. Este método serve para determinar as variações verticais das resistividades do subsolo separando-o em pacotes de diferentes valores, de acordo com a mudança de suas propriedades físicas e químicas (desde que as ultimas impliquem também em mudança físicas) em função da profundidade. Tem por base a passagem pelo solo de uma corrente contínua (intensidade I), transmitida por um par de eletrodos (A e B) ligados a um emissor (fig. 3.1). A resistividade aparente é dada pela fórmula $P_a = K \cdot \Delta V/I$, onde V é o potencial medido entre os eletrodos C e D, e K é um coeficiente que depende das dimensões e arranjo do quadripolo ACDB (Gallas *et al*, 2001).

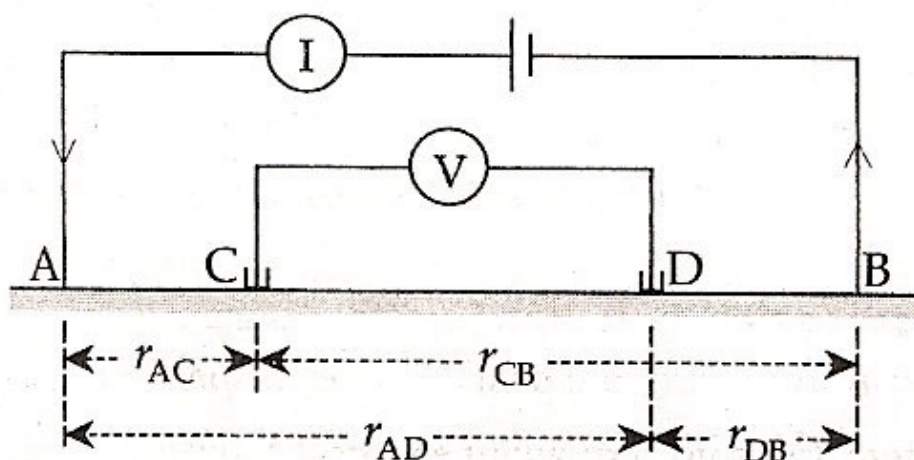


Figura 3.1 - Princípio do método da eletrorresistividade, configuração geral de quatro eletrodos, dois de corrente A e B e dois de potencial C, D (segundo Lowrie 1997).

3. Caminhamento elétrico arranjo dipolo-dipolo

A técnica de eletroresistividade utilizada neste trabalho foi o Caminhamento Elétrico com arranjo eletródico dipolo-dipolo. Neste arranjo, os eletrodos A e B de envio de corrente e os eletrodos C e D de potencial ou de recepção, são alinhados sobre um mesmo perfil. No perfil o arranjo é definido pelos espaçamentos entre os eletrodos de corrente (I) e de potencial (V). A profundidade de investigação cresce com na , e teoricamente corresponde a $\frac{1}{2}$ de na (Bertin & Loeb, 1976) (Figura 3.2).

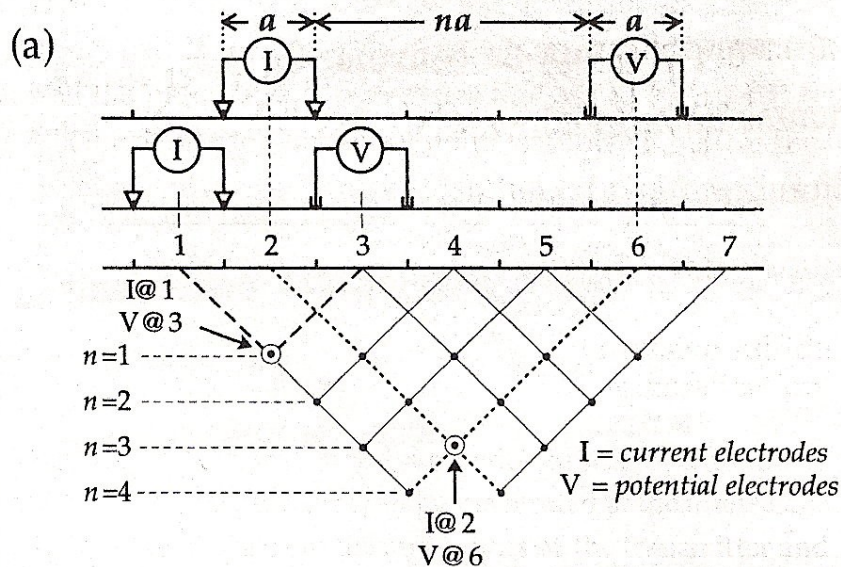


Figura 3.2 - Caminhamento elétrico - disposição no campo do arranjo dipolo-dipolo (segundo Lowrie 1997).

Nesta técnica estudam-se variações laterais, sendo adequado na detecção de contatos geológicos verticais ou inclinadas, mineralizações, diques, fraturas e/ou falhas e outros corpos ou estruturas que se apresentem como heterogeneidades resistivas laterais.

As investigações efetuadas, e os resultados se relacionam através de um estudo em planta a uma profundidade determinada, ou ainda, através de seções com várias profundidades de investigação.

Os dados obtidos são apresentados em pseudo-seções, assim chamadas, porque os dados de diferentes níveis de investigação não correspondem aos valores reais dos parâmetros de cada camada, e se referem a valores “aparentes” de resistividade. Da mesma forma, as profundidades nas seções verticais são também apenas qualitativas. As posições dos pontos de investigação na pseudo-seção estão normalmente localizadas na interseção de duas linhas, uma começando no ponto médio entre os pares de dipolos AB e CD, e a outra formando um ângulo de 45° em relação a horizontal. Porém, isso é apenas convencional e não significa que essa seja a profundidade real de investigação, nem que o fluxo de corrente ou linhas isopotenciais tenha um ângulo de 45° com a horizontal.

As medidas são realizadas em várias profundidades de investigação, isto é, $n = 1, 2, 3, \text{ e } 4$, e atribuídas na interseção das linhas que partem a 45° dos centros de I e V.

A cada estação, os dois dipolos são deslocados a uma distância igual a X , e os dados obtidos são plotados nas posições $n = 1, 2, 3, \dots$ e interpolados, gerando uma pseudo-seção de resistividade aparente.

O arranjo dipolo-dipolo é muito usado em levantamentos de eletroresistividade e potencial induzido por causa do baixo acoplamento eletromagnético entre o circuito de corrente e o circuito de potencial. A profundidade média de investigação depende dos fatores n e a . Ele é muito sensível a mudanças horizontais, mas relativamente insensível a mudanças verticais, sendo por isso, um bom método para mapear estruturas verticais. Uma desvantagem é a fraca intensidade do sinal para grandes valores de n .

Atualmente, os resultados das pseudo-seções são processados em programas de inversão de dados em que são obtidas seções modeladas de resistividade que, em tese, reproduzem de uma maneira realista a distribuição das resistividades em subsuperfície de forma que melhor se correlacionem à geologia local.

Esta técnica tem sido usada com sucesso na investigação de variações laterais de IP-resistividade do subsolo, sendo muito adequada na detecção de controles estruturais verticais ou inclinados. Zonas de baixa resistividade estão geralmente associadas a rochas sedimentares, onde a maior porosidade e conectividade entre os poros facilitam a condutividade de correntes. Zonas de falhas intensamente fraturadas podem ter caráter equivalente às rochas sedimentares, pois a percolação de fluido facilita a condução de corrente.

4 Falhas transcorrentes

Nas falhas transcorrentes o deslizamento entre os blocos é paralelo à direção da falha. Junto com as falhas transformantes elas compõem as falhas *strike-slip* (Silvester 1988). As falhas transformantes cortam a litosfera, formando limites entre placas, como nas dorsais meso-oceânicas ou na borda oeste da placa Norte-Americana. As falhas transcorrentes controlam as estruturas em margens continentais, zonas de rifte continentais e áreas cratônicas.

4.1 Forma e deslocamento

As falhas transcorrentes caracterizam-se pelos planos verticais ou próximos da vertical. Raramente uma falha transcorrente apresenta-se como falha única, onde os blocos simplesmente deslizam um pelo outro, sem ocasionar elevação ou subsidência dos blocos (Crowell 1979). Embora geralmente sejam representadas em mapas por linhas únicas, as falhas transcorrentes são formadas por um conjunto de planos curvos paralelos ou escalonados, muitas vezes gerando um padrão anastomosado complexo. Este padrão geométrico pode ser observado em sistemas transcorrentes com milímetros ou com centenas de quilômetros de comprimento (Tchalenko 1970).

Em profundidade, as falhas transcorrentes podem transicionar da zona sísmica para a zona assísmica da crosta (Fig. 4.1). Neste caso, pode ocorrer a geração de rochas miloníticas (Silvester 1988, Swanson 1988). Para a determinação do deslocamento horizontal de falhas transcorrentes são necessários marcadores estratigráficos ou outras referências, como contatos, intrusões (Silvester 1988, Zolnai 1991) ou critérios fisiográficos (Freund 1974).

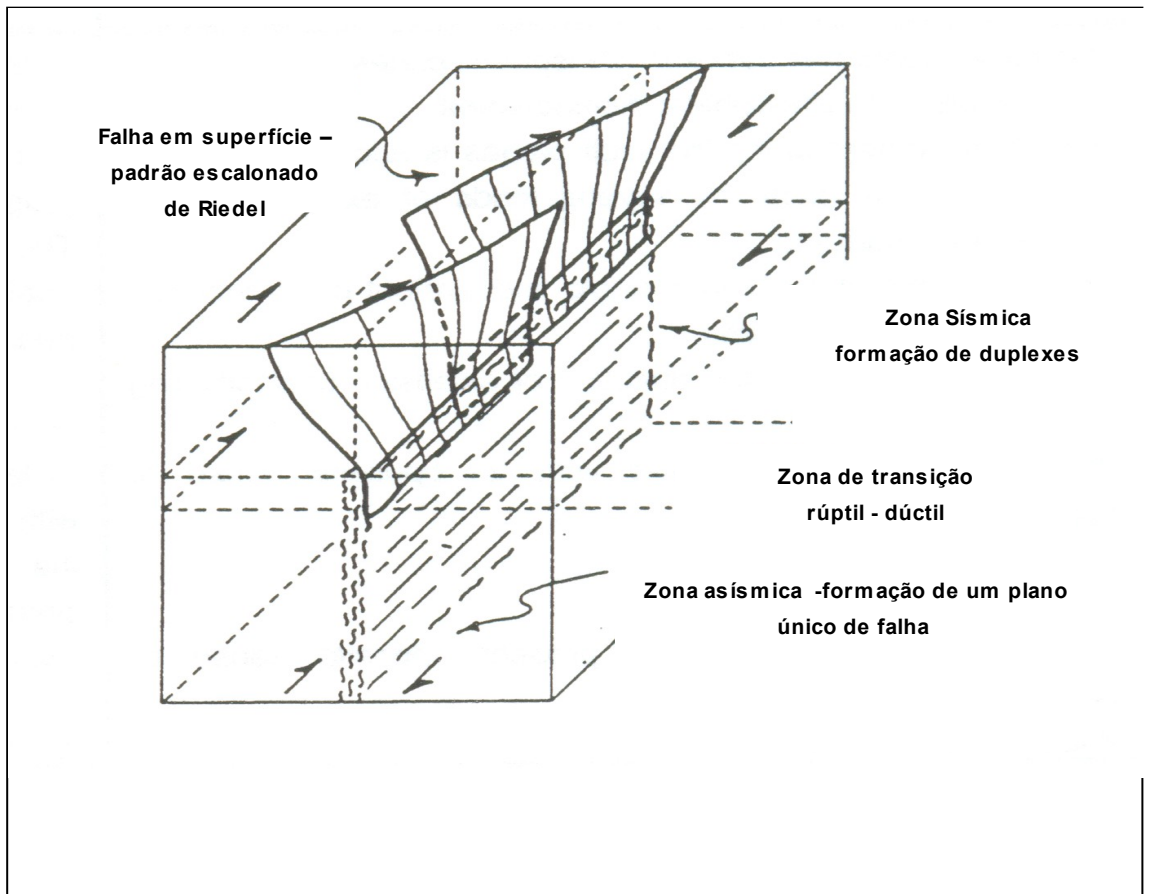


Fig. 4.1 - Modelo de falha transcorrente. Na zona sísmica ocorrem falhas escalonadas (Riedel). Na zona assísmica o plano de falha, vertical, é único (segundo Swanson 1988).

4. Estruturas associadas

4.2.1 Fraturas e falhas

Fraturas e falhas orientadas em diversas direções formam-se praticamente ao mesmo tempo que a falha principal em um sistema transcorrente. Elas podem ter padrões complexos, com planos curvos com alto mergulho que se cortam mutuamente. Essas estruturas geralmente têm menor deslocamento que a falha principal. Existem seis direções principais de fraturas e falhas secundárias associadas à falha principal (Fig. 4.2):

- cisalhamento de Riedel (R);
- cisalhamento de Riedel conjugado (R');
- falhas sintéticas secundárias (P);
- fraturas de tensão (T ou P');
- falhas paralelas à zona principal de deslocamento (D);

- falhas simétricas em relação a R' (X).

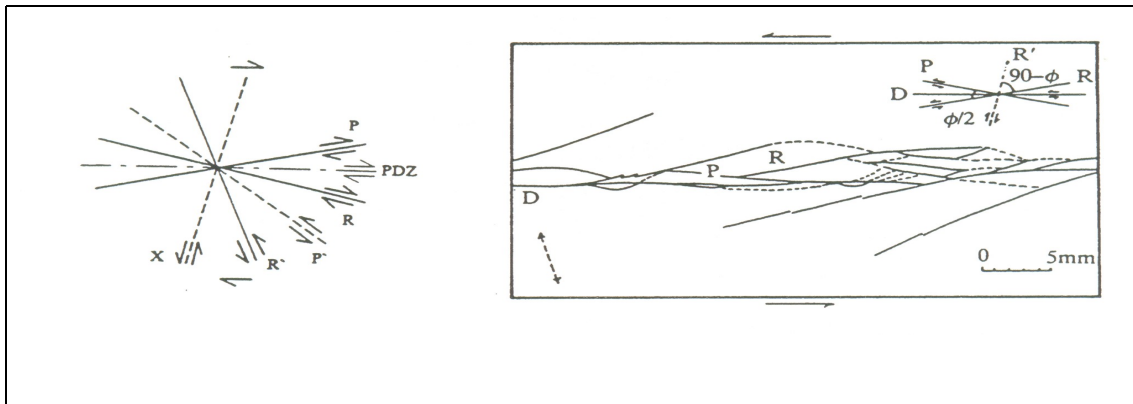


Fig. 4.2 - Estruturas associadas a sistemas transcorrentes. À esquerda modelo teórico. À direita exemplo obtido em laboratório (segundo Tchalenko 1970). PDZ = plano principal de cisalhamento.

As estruturas X e P' não têm sido documentadas na natureza. As estruturas R e R' são feições particularmente importantes na evolução de transcorrências. As falhas R têm sentido de deslocamento igual ao da falha principal (sintéticas) e orientação de baixo ângulo em relação a ela (10° a 30°). As falhas R' têm deslocamento em sentido oposto ao da falha principal (antitéticas) e orientação em alto ângulo (70° a 90°) com ela (Fig. 4.3).

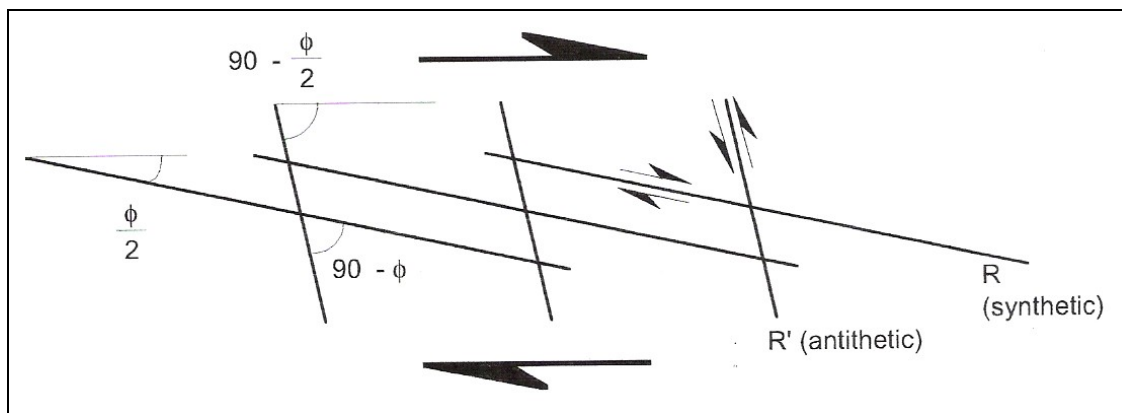


Fig. 4.3 - Relação angular entre falhas secundárias R e R' em uma transcorrência lateral direita (segundo Allmendinger 2003).

O ângulo inicial é controlado pelo coeficiente de fricção interno das rochas. Com a continuidade do deslocamento estas feições tendem a rotacionar. As falhas R', de alto ângulo, rotacionam mais rapidamente, tornando-se inativas antes das falhas R.

As falhas secundárias P (Fig. 4.2) também têm orientação de baixo ângulo em relação à falha principal, tendendo a rotacionar mais devagar (contra o sentido do cisalhamento). Com a

continuidade da deformação, blocos limitados por falhas secundárias tendem a rotacionar (Fig. 4.4).

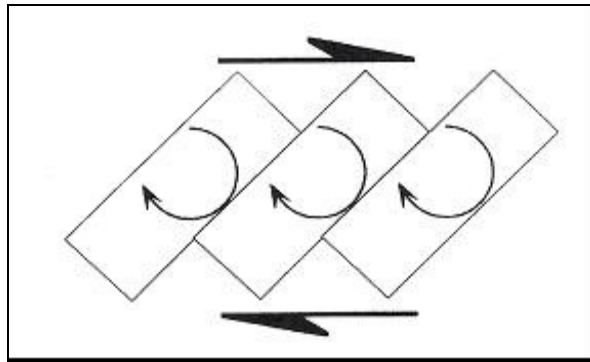


Fig. 4.4 - Rotação de blocos limitados por falhas secundárias num movimento dextrógiro (segundo Allmendinger 2003).

Análises de campo e experimentais mostram que, em diferentes escalas, as falhas de Riedel (R e R') são as primeiras a se formar durante um cisalhamento simples, seguidas pelas falhas P e outras paralelas à direção da estrutura principal (Tchalenko 1970).

4.2.2 Dobras

Em sistemas transcorrentes regionais também se formam dobras ou conjuntos de dobras, arranjadas em um padrão escalonado, com eixos oblíquos à direção principal de cisalhamento (Fig. 4.5). As dobras escalonadas são influenciadas por fatores como (Wilcox *et al.* 1973):

- convergência de blocos durante o movimento da falha;
- mudança na direção da falha;
- componente de deslocamento vertical;
- diferenças no tipo e espessura de sedimentos;
- deslocamento do embasamento próximo à dobra.

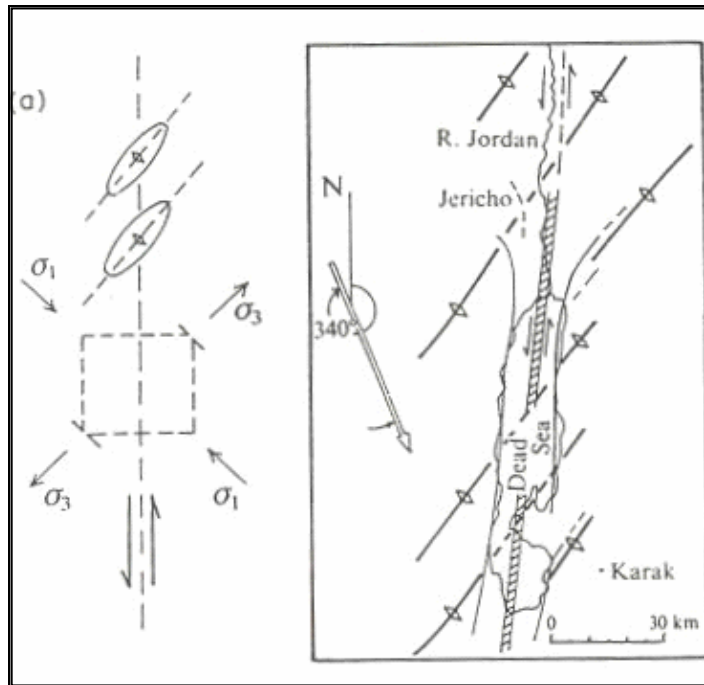


Fig.4.5 - Orientação de dobras associadas a falha transcorrente em relação aos eixos de *stress* e modelo da região do Mar Morto (segundo Price & Cosgrove 1994).

Os traços axiais das dobras escalonadas são oblíquos (10° a 45°) em relação à direção da falha principal (Fig. 4.6). A obliquidade serve para deduzir globalmente o sentido do cisalhamento. Os eixos das dobras escalonadas são gradualmente rotacionados com a continuidade do movimento ao longo da falha principal e podem eventualmente tornar-se subparalelos a esta.

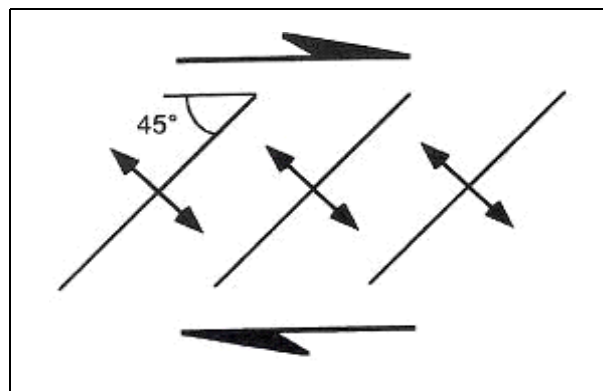


Fig. 4.6 - Orientação de eixos de dobras escalonadas em uma transcorrência com movimento dextrógiro (segundo Allmendinger 2003).

4.2.3 Estruturas em flor

Sistemas de falhas transcorrentes também podem produzir importantes deslocamentos verticais (Woodcock & Fischer 1986), associados a arqueamentos e sobreposições ao longo da falha principal. O deslocamento de blocos com planos de falha curvos gera zonas de transtensão ou transpressão, onde podem se formar estruturas em flor negativas ou positivas, respectivamente (Harding & Lowell 1979) (Fig. 4.7 e 4.8). O termo *transpressão* (Sanderson & Marchini 1984) refere-se a espessamento e *transtensão* a afinamento vertical.

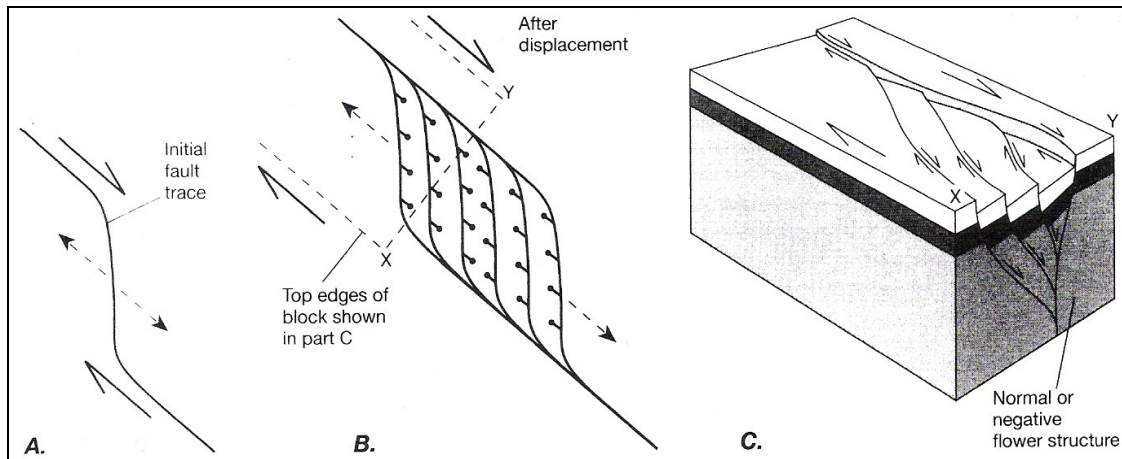


Fig.4.7 - Estrutura em flor negativa. **A)** arqueamento distensivo em falha transcorrente dextrógiara. **B)** formação de duplex distensivo. **C)** bloco diagrama com estrutura em flor negativa (segundo Twiss & Moore 1992).

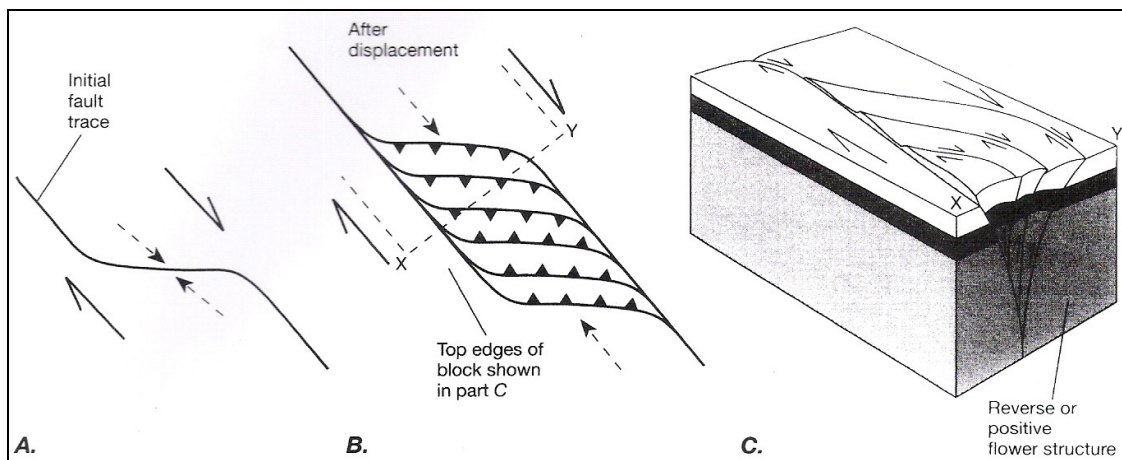


Fig.4.8 - Estrutura em flor positiva. **A)** formação da curva contracional em falha transcorrente dextrógiara. **B)** duplex compressivo. **C)** bloco diagrama com estrutura em flor positiva. (segundo Twiss & Moore 1992).

Em zonas de transtensão, ao longo de segmentos oblíquos, podem ser criados espaços suficientes para a instalação de bacias, denominadas *pull-apart* (Fig. 4.9).

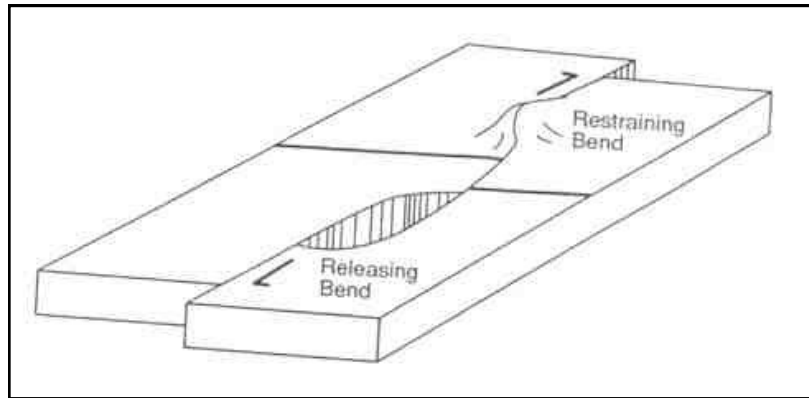


Fig.4.9 - Bacia *pull-apart* formada em zona de transtensão associada a falha transcorrente.

4.2.4 Estruturas em leques imbricados.

As estruturas em cauda de cavalo e leques imbricados são feições que ocorrem em terminações de falhas transcorrentes. Elas acomodam a deformação gerada pelo deslocamento ao longo da falha principal (Fig. 4.10). Os leques imbricados podem ser contracionais e extensionais (Woodcock & Fisher 1986).

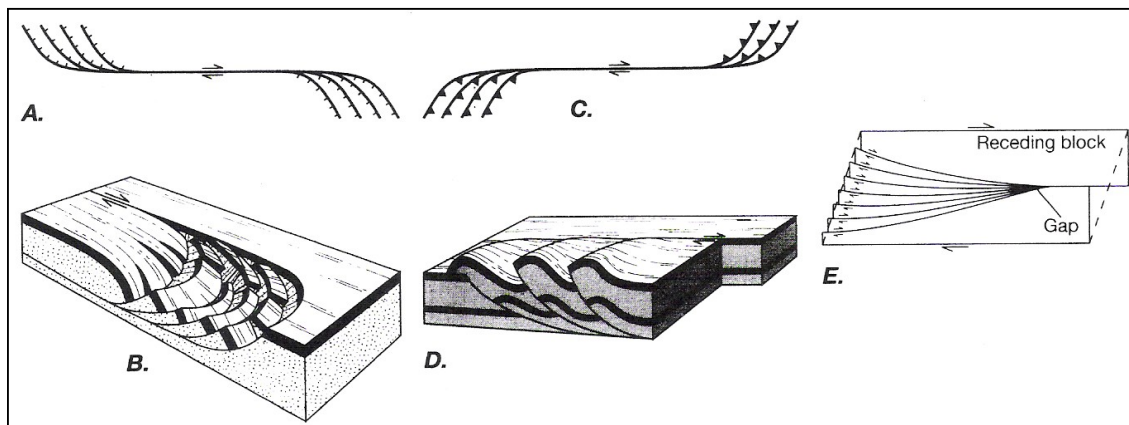


Fig.4.10 – A e B) leques imbricados extensionais. C e D) leques imbricados contracionais. E) terminação em falha transcorrente. O deslocamento total da falha principal é a soma dos deslocamentos das falhas do leque (segundo Twiss & Moore 1992).

4.3 Rochas de falha

Nos sistemas de falhas transcorrentes é comum a ocorrência de *rochas de falha*, formadas durante o deslocamento da falha principal e das secundárias. Dependendo do nível crustal afetado pela falha (Fig. 4.1) podem formar-se cataclasitos (deformação frágil) ou milonitos (deformação

dúctil). Existem várias propostas de classificação para estas rochas. A Fig. 4.11 mostra a classificação de Wise *et al.* 1984, que considera as taxas de *strain* e de recuperação nestas rochas.

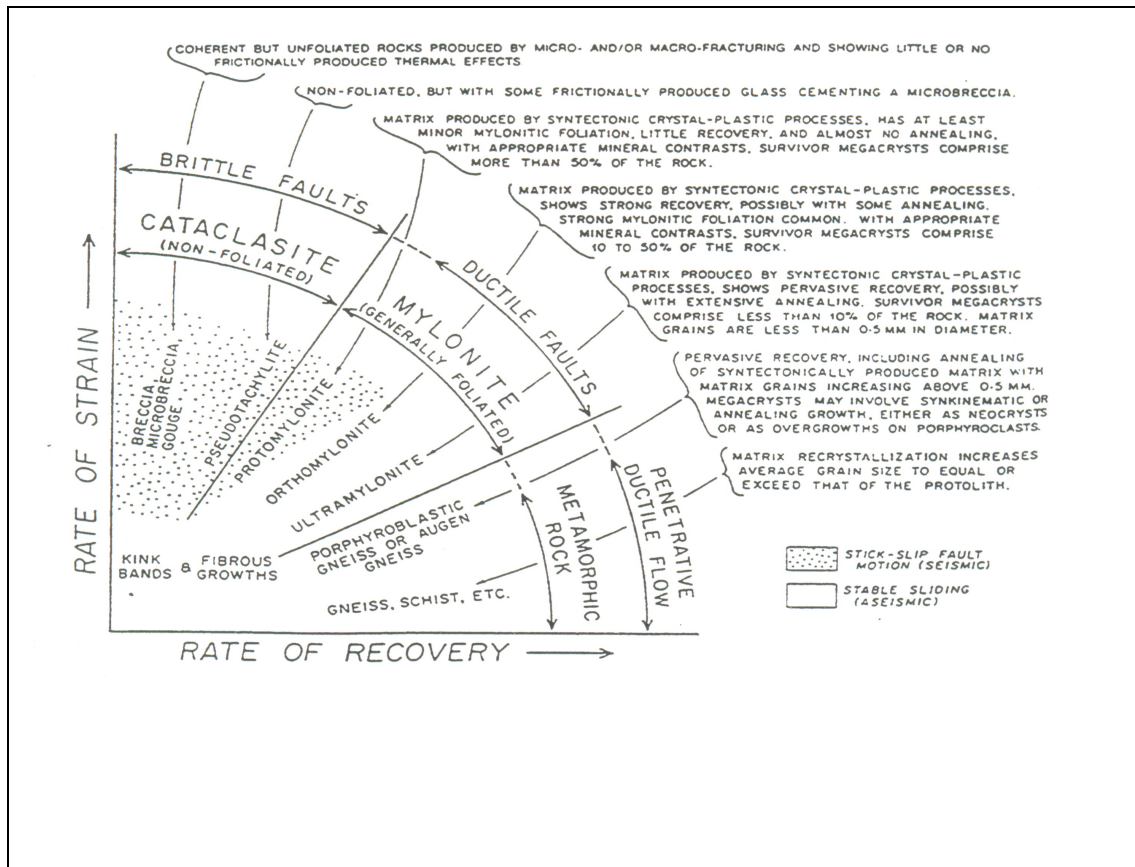


Fig.4.11 - Classificação de rochas de falha com base na relação entre taxas de *strain* e de recuperação (segundo Wise *et al.* 1984).

4.4 Comparação com estruturas associadas à falhas normais

Se não há dados sobre o deslocamento relativo de blocos, zonas de falhas transcorrentes podem ser confundidas com zonas de falhas normais quando observadas em imagens de satélite ou radar. As principais estruturas formadas em zonas de falhas normais, em ambientes distensivos, são mostradas na Figura 4.12. A distinção entre *horsts* e *grabens* e estruturas em flor, por exemplo, pode ser difícil à primeira vista.

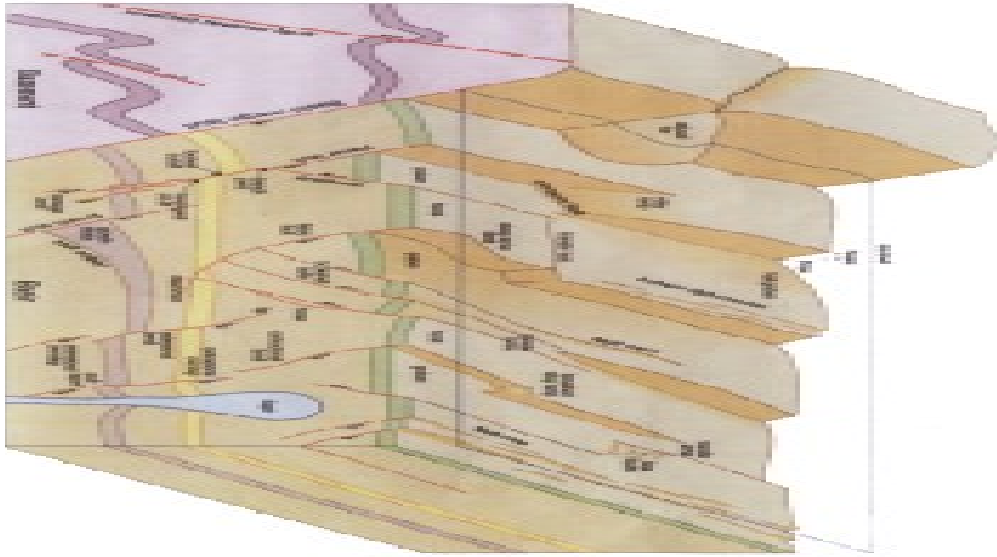


Fig. 4.12 - Principais estruturas formadas em ambientes distensivos (segundo Peacock *et al.* 2000).

Além das informações coletadas em afloramentos sobre o sentido de deslocamento relativo de blocos, a análise pode ser complementada com seções transversais às estruturas, que podem ser obtidas por métodos geofísicos.

5. Geologia

5.1 Escudo Sul-riograndense

A região de Lavras – Caçapava do Sul, onde se localiza o Sistema de Falhas Santa Bárbara, abrange o Complexo Granítico Caçapava do Sul, o Complexo Granítico Lavras do Sul e a Sub-bacia Santa Bárbara (da Bacia do Camaquã). Essa região faz parte do Escudo Sul-riograndense, que compreende rochas metamórficas, ígneas e sedimentares de idades, origens e histórias evolutivas diversas. Ele é segmentado em blocos, limitados por grandes falhas regionais de direção NE-SW (Picada 1971). Soliani Jr. (1986) propõe uma divisão em 4 blocos: Taquarembó, São Gabriel e Encruzilhada do Sul (porção ocidental) e Bloco Dom Feliciano (porção oriental) (Fig. 5.1).

A região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul é parte do Bloco São Gabriel, limitado a Sul pelo Bloco Taquarembó, a Norte e Oeste com rochas da Província Paraná e a Leste com o Bloco

Encruzilhada do Sul.

Na porção central do Bloco São Gabriel, encontram-se principalmente coberturas vulcano-sedimentares, separando conjuntos de rochas orto e parametamórficas de baixo grau, referidas tradicionalmente como formações Cambaí, Cerro Mantiqueiras e Vacacaí, pertencentes ao Grupo Porongos (Goñi *et al.* 1962).

Fragoso César (1980) agrupou as litologias de baixo grau da porção ocidental do Bloco no Cinturão Rio Vacacaí, formado por duas unidades equivalentes às formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí (Goñi *et al.* 1962). Uma unidade é composta por rochas máfico-ultramáficas (dunitos, peridotitos, piroxenitos, basaltos e gabros) e seus metamorfitos (serpentinitos, talco xistos,

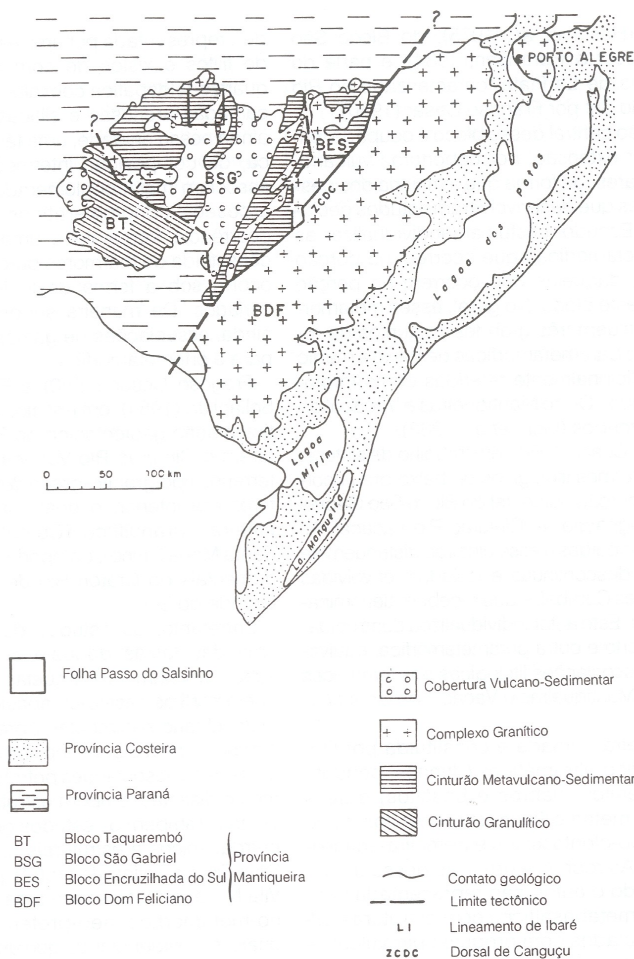


Fig.5.1 – Blocos do Escudo Sul-riograndense (segundo Soliani Jr. 1986).

talco-clorita xistos e tremolita-actinolita xistos); as rochas extrusivas seriam derrames metabasálticos intercalados a pirovulcanoepiclásticas. A outra unidade é formada por rochas paraderivadas, onde dominam espessas seqüências de filitos e xistos de composição pelítica e quartzo-feldspática. Ocorre ainda uma fácies vulcanogênica, de composição intermediária associada a metaconglomerados polimíticos e arcóseos conglomeráticos. São freqüentes os mármore puros e impuros sob forma de lentes de porte variados e menos freqüentes, as associações de gnaisses.

A porção oriental do Bloco São Gabriel é constituída por metamorfitos que representam uma seqüência metavulcanossedimentar, comparável à unidade com rochas paraderivadas descrita na porção ocidental, designada por Fragoso César *et al.* (1982) como Grupo Porongos. Estas rochas se assentam sobre pequenos núcleos de embasamento gnáissico (F. Encantadas) com idades de 2,2 Ga (Cordani *et al.* 1974, Soliani Jr. 1986). Fragoso César (1980) estabeleceu que os metamorfitos Porongos, os gnaisses e granitóides dos Blocos Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul constituiriam parte de uma faixa móvel brasileira, denominada Cinturão Dom Feliciano.

As rochas do embasamento nos Blocos São Gabriel, Taquarembó e Encruzilhada do Sul são recobertas por seqüências vulcanossedimentares pertencentes à Bacia do Camaquã. Nesta bacia estão registradas pelo menos três seqüências vulcanossedimentares e uma francamente vulcânica separadas por inconformidades.

Associados às rochas que compõem o Bloco S. Gabriel ocorrem *stocks* e batólitos de granodioritos, monzogranitos, sienogranitos e granitos alcalinos sin e pós-tectônicos, com idades entre 670 e 460 Ma (Soliani Jr. 1986). São eles: Complexo Granítico São Sepé, granitos Ramada, Cerro da Cria, Jaguarí e os complexos graníticos Caçapava do Sul e Lavras do Sul.

5.2 Contexto geológico local

O Sistema de Falhas Santa Bárbara, com orientação NE-SW, estende-se da borda W do Complexo Granítico Caçapava do Sul até as proximidades do Complexo Granítico Lavras do Sul, passando pela Sub-bacia Santa Bárbara da Bacia do Camaquã (Fig. 5.2). A seguir são apresentadas as características geológicas destas três áreas.

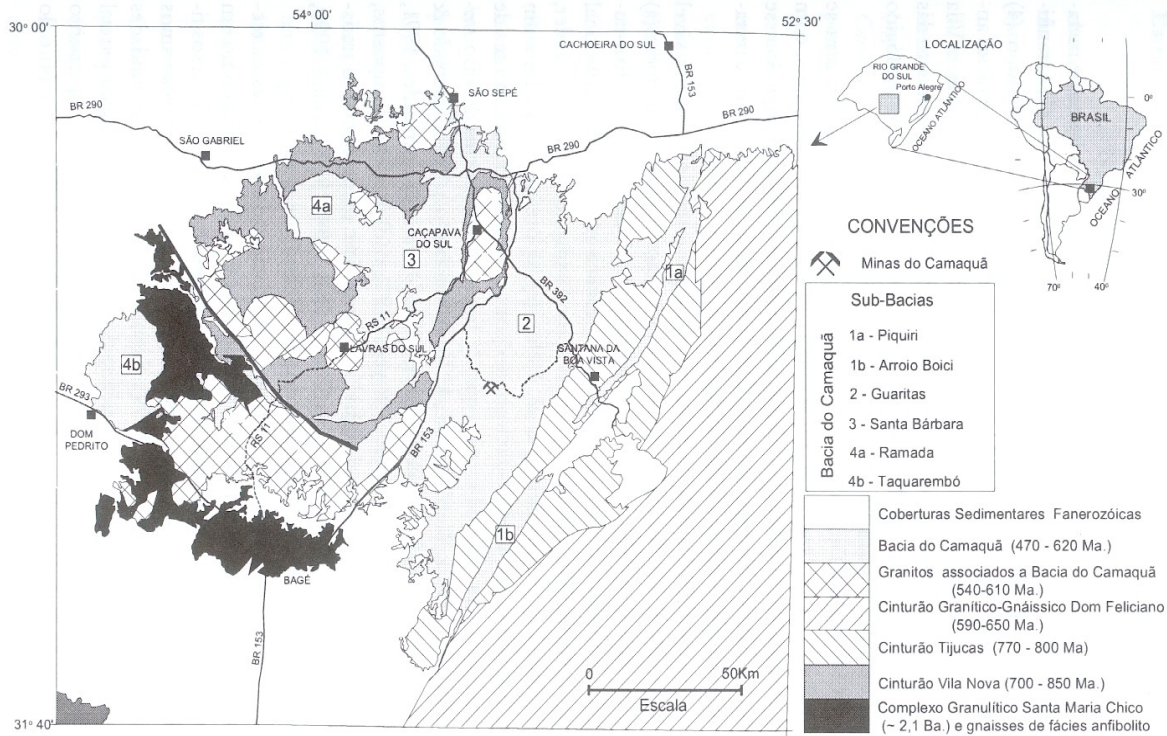


Fig.5.2 – Unidades atravessadas pelo Sistema de Falhas Santa Bárbara: Complexos Graníticos Caçapava do Sul e Lavras do Sul e suas encaixantes e coberturas vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã (segundo Paim *et al.* 1999).

5.2.1 Complexo Granítico Caçapava do Sul e encaixantes

O Complexo Granítico Caçapava do Sul (CGCS), segundo Bitencourt (1983) é um corpo intrusivo com aproximadamente 250 km² aflorantes, constituído por sienogranitos a granodioritos, com predominância de monzogranitos e raras ocorrências de tonalitos. O CGCS apresenta foliação, principalmente nas bordas, definida por forte estiramento de quartzo e feldspato e alinhamento de minerais placóides e prismáticos.

Principalmente no centro do corpo, as rochas do CGCS são bastante fraturadas, sendo comuns falhas normais de direção NW-SE, com planos subverticais e falhas de direção N-NE com deslocamentos laterais, responsáveis pelo desenvolvimento das zonas cataclásticas, (Bitencourt 1983) (Fig. 5.3).

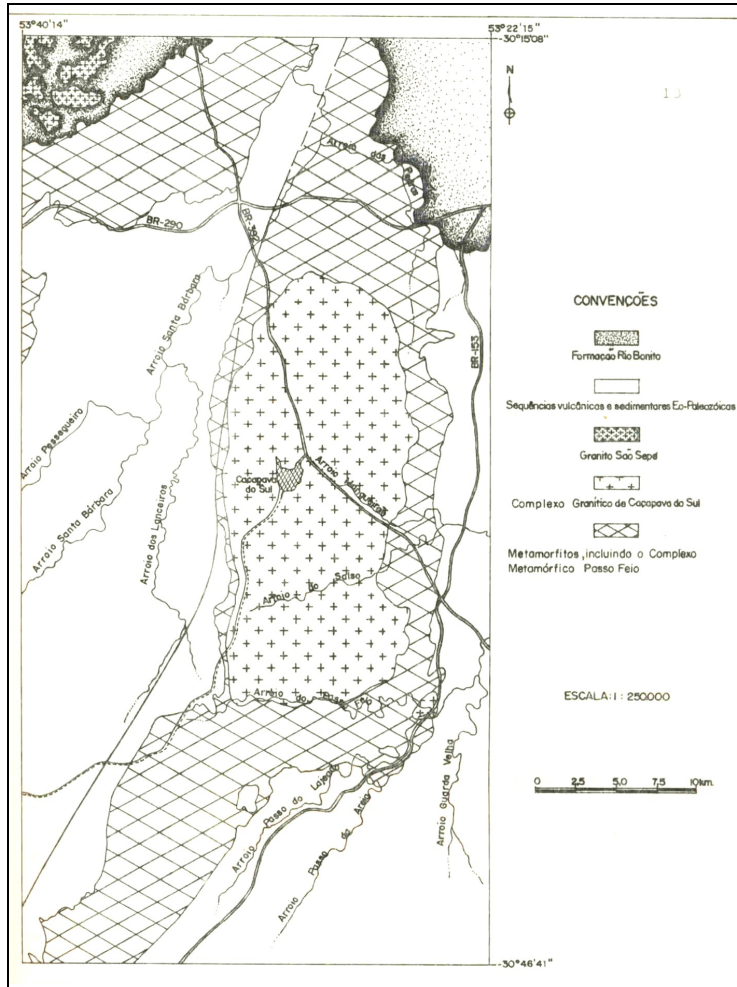


Figura 5.3 – Mapa geológico da região de Caçapava do Sul, mostrando o Complexo Granítico Caçapava do Sul e suas encaixantes (segundo Bitencourt 1983).

Estudos gravimétricos feitos por Costa *et al.* (1995) indicam que o CGCS, na sua porção N, atinge espessuras de até 4 km. Ainda segundo esses autores, a intrusão do CGCS foi controlada por uma inflexão em uma falha transcorrente lateral direita, em uma zona de transtensão, com direção NE-SW.

Uma zona com milonitos de aproximadamente 600 m de espessura é caracterizada na borda noroeste do CGCS por Cardoso (2005). Nesta zona, que tem orientação em torno de N10 e acompanha o limite NW do CGCS, predominam rochas miloníticas (Fig. 5.4).

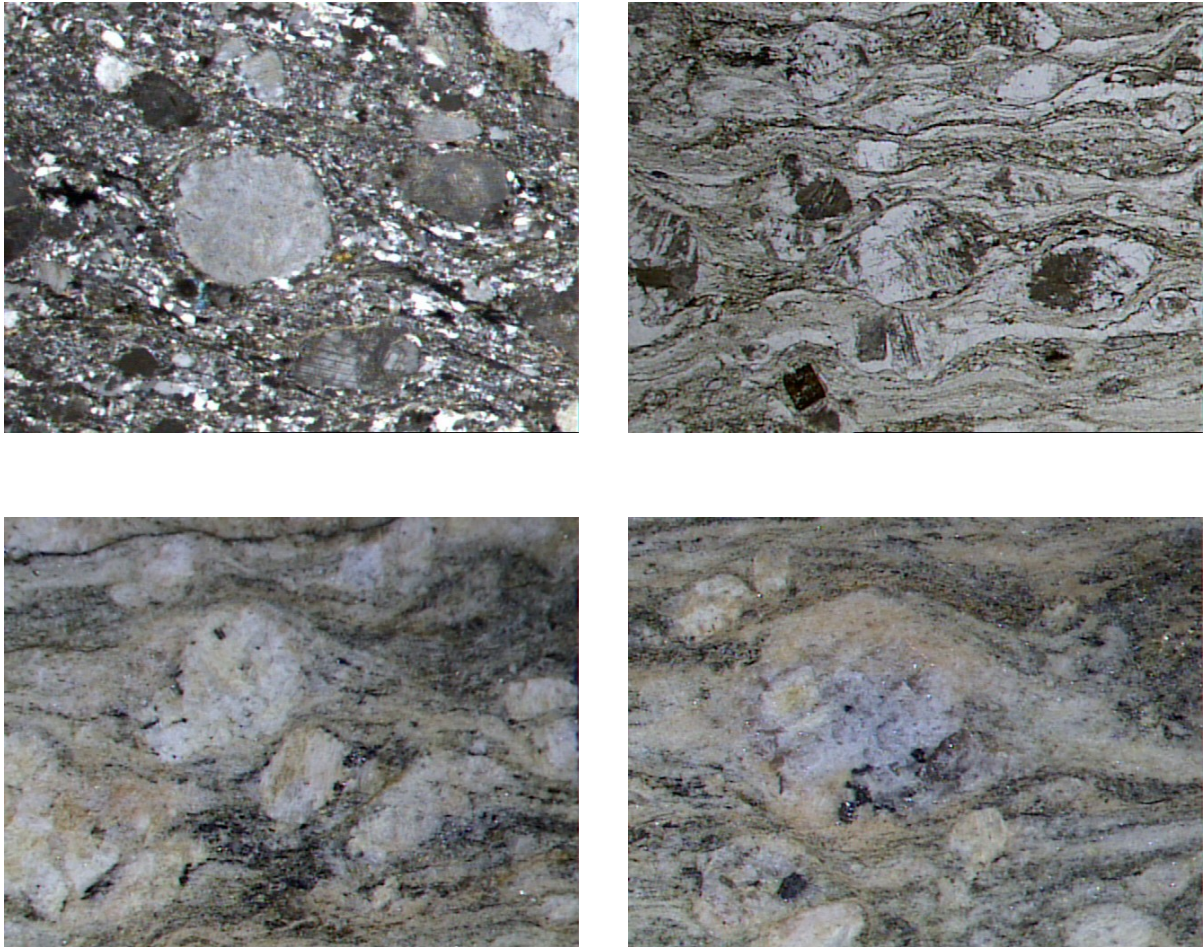


Figura 5.4 – Rochas miloníticas da borda NW do CGCS observadas em planos XZ. a) luz polarizada e b) luz natural: milonitos vistos em lâminas delgadas. Largura das fotos: 10 mm. c) e d) milonitos vistos em amostras de mão. Largura das fotos: 7 mm (segundo Cardoso 2005).

Segundo Cardoso (2005), as estruturas e microestruturas observadas nestas rochas permitem relacioná-las a uma zona de cisalhamento dúctil. As microestruturas mostram que a colocação do CGCS foi sintectônica, e que a deformação principal impressa na sua borda W ocorreu durante o seu resfriamento (com T inicial entre 600 e 400 °C), segundo um gradiente decrescente de temperatura. Segundo Cardoso (2005), a foliação do CGCS não está relacionada a um evento metamórfico regional, e sim ao funcionamento de falhas transcorrentes.

Remus *et al.* (1997) dataram zircões (U-Pb - SHRIMP) do CGCS e obtiveram 565 ± 14 Ma para rochas de uma fácies não foliada (porção N) e 540 ± 11 Ma para rochas de uma fácies foliada (porção SE).

O CGCS é circundado por uma espessa seqüência de rochas metamórficas. Nos contatos, geralmente a foliação granítica concorda com a dos metamorfitos. Ocorrem ainda, contatos

através de falhas e intercalações de rochas graníticas ou metagraníticas com rochas metapelíticas ou portadoras de anfibólios, caso em que se observam lentes graníticas dispostas concordantemente entre a foliação dos metamorfitos.

Os metamorfitos são aqui tratados, conforme proposto por Bitencourt (1983), como Complexo Metamórfico Passo Feio (CMPF). Os litotipos deste complexo consistem em uma seqüência metapelítica (anfíbolitos), seguida por xistos magnesianos, quartzitos e gnaisses quartzo-feldspáticos, com ocorrência restrita de metavulcânicas ácidas (a N) e grandes lentes de mármore (borda E). O CMPF constitui uma estrutura antiformal parcialmente arrasada, em cujo núcleo aflora o CGCS.

O CMPF evidencia duas fases de metamorfismo regional (Bitencourt 1983). O primeiro evento metamórfico atingiu a fácies anfíbolito, zona da estaurolita, na qual a presença de andaluzita indica metamorfismo de baixa pressão. O segundo evento metamórfico, de caráter retrogressivo, atingiu a fácies xisto-verde. Os eventos de metamorfismo regional são acompanhados por duas fases de deformação. A fase D_1 é reconhecível apenas em microscópio; a fase D_2 é a responsável pela foliação metamórfica regional. Uma terceira fase, de caráter estritamente mecânico, seria responsável pela estrutura antiformal. Ainda segundo Bitencourt (1983), é possível afirmar que o corpo granítico provavelmente participou do segundo evento metamórfico-deformacional e também participou como anteparo rígido durante o terceiro evento deformacional.

5.2.2 Complexo Granítico Lavras do Sul e encaixantes

Complexo Granítico Lavras do Sul (CGLS) é um batólito com área aflorante circular de aproximadamente 120 km² (Fig. 5.6). Segundo Nardi (1983), apresenta zonação aparentemente concêntrica. A porção central é constituída por granodioritos a monzogranitos porfiríticos, com megacristais de feldspato alcalino. Os monzogranitos ocorrem também com textura rapakivi. O contato entre os litotipos de borda e centrais é gradual e ocorre ao longo de uma zona transicional, que pode localmente ter mais de 1 km de largura (Nardi 1983).

Nesta zona, o feldspato potássico é menor e mais abundante do centro para a borda. Texturas rapakivi são mais abundante na borda que na porção central.

Datações pelo método U-Pb em zircões (SHRIMP) indicam idades de 592 ± 5 Ma para o granodiorito (porção central) e 580 ± 7 Ma para o granito de borda (Remus *et al.* 1997).

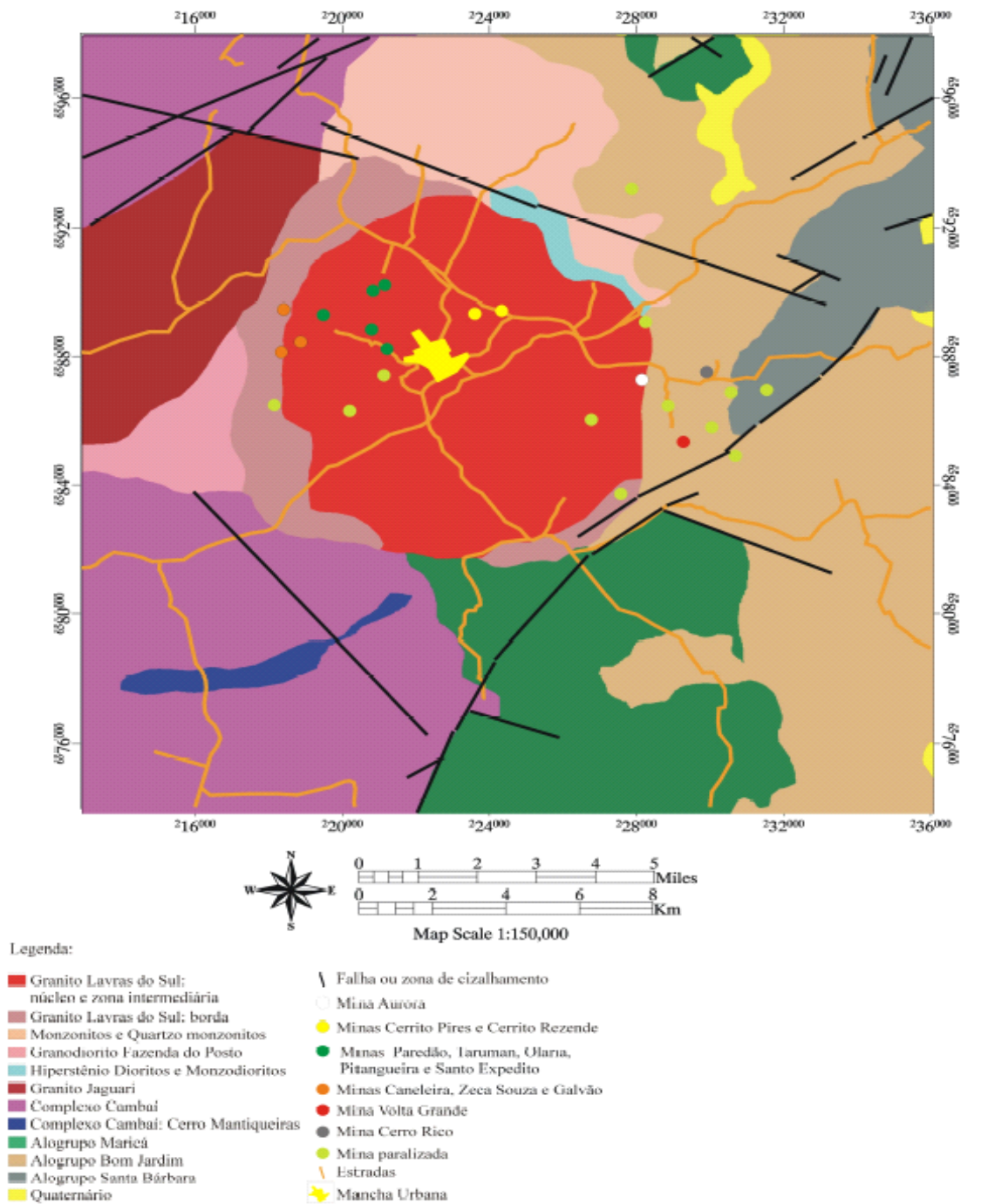


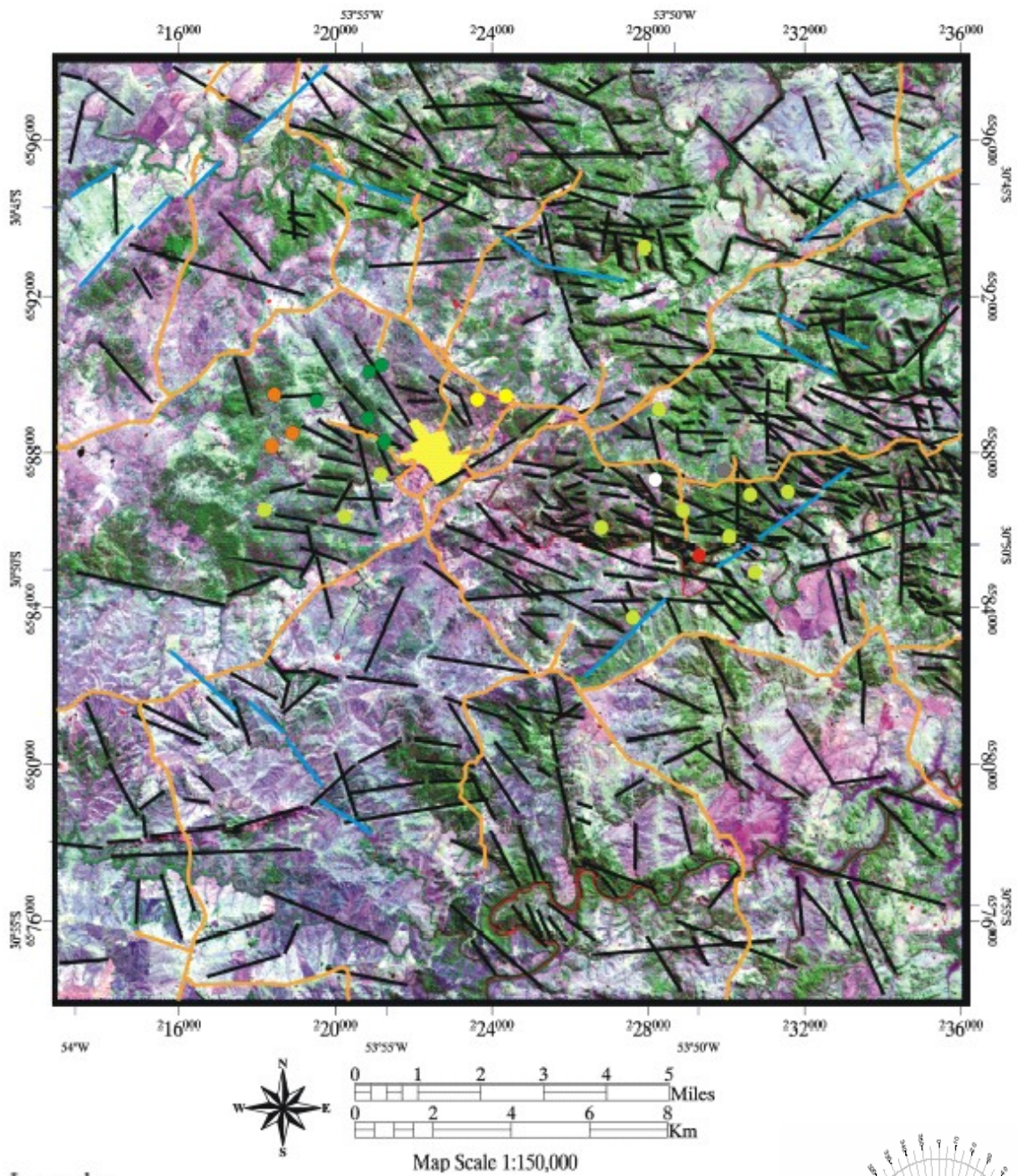
Fig. 5.6 - Geologia da área do Complexo Granítico Lavras do Sul e entorno (segundo Scherer 2006).

O Complexo Granítico Lavras do Sul é circundado por rochas pertencentes ao Cinturão Vila Nova a SW, seqüências vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã a E e SE e por granitos

a N e NW. O CGLS faz contato com o Granito Jaguarí através de uma falha com orientação NE. Xenólitos do Granito Jaguarí são encontrados na fácies leucocrática do CGLS. Ao longo da borda W do CGLS ocorrem gnaisses quartzo feldspáticos e metagranodioritos foliados, cujos contatos com o pluton são marcados por rochas cataclásticas.

Não existem, no CGLS, foliações e lineações. As fraturas, porém, são abundantes, predominantemente nas direções N35W, N40E, e N80W, às quais associam-se veios de quartzo mineralizados com sulfetos, principalmente pirita, calcopirita, molibdenita, galena, esfalerita e ouro. Nestes casos as rochas hospedeiras aparecem sericitizadas (Nardi 1983).

Scherer (2006), com base na análise de imagens ASTER da região de Lavras do Sul determinou o predomínio de lineamentos com orientação WNW-ESE nesta região (Fig. 5.7).



Legenda:

- \ Lineamentos originais
- \ Lineamentos CC 1(R)3(G)4(B)
- Mina Aurora
- Minas Cerrito Pires e Cerrito Rezende
- Minas Paredão, Taruman, Olaria, Pitangueira e Santo Expedito
- Minas Caneleira, Zeca Souza e Galvão
- Mina Volta Grande
- Mina Cerro Rico
- Mina paralizada
- Estradas
- Mancha Urbana

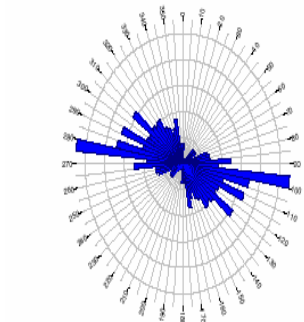


Figura 14 - Diagrama de rosea p/ lineamentos obtidos a partir da CC 1(R)3(G)4(B). Total (N)=64

Fig 5.7 – Lineamentos em composição colorida ASTER (segundo Scherer 2006).

5.2.3 Bacia do Camaquã

Trata-se de uma bacia vulcanossedimentar que recobre de forma discordante as rochas do Escudo Sul-riograndense. Sua evolução está relacionada aos eventos tectono-magmáticos tardios do Cinturão Dom Feliciano.

CPRM (1995) descreve as seguintes seqüências vulcanossedimentares na Bacia do Camaquã (Fig. 5.8):

- seqüência vulcanossedimentar 1: aflora apenas no Domínio Ocidental do Escudo e é constituída por depósitos flúvio-deltáicos intercalados a riolitos (Formação Maricá, de Ribeiro *et al.* 1966 ou Formação Pessegueiro, de Santos *et al.* 1978);

- seqüência vulcanossedimentar 2: sobreposta em discordância erosiva, com áreas de rochas vulcânicas intermediárias e vulcanoclásticas, e áreas com rochas sedimentares clásticas (Grupo Bom Jardim, de Ribeiro *et al.* 1966, ou Formação Cerro dos Martins, de Santos *et al.* 1978).;

- seqüência vulcanogênica 3: eminentemente vulcânica, tem caráter ácido continental, composta por derrames, ignimbritos e tufos (Membro Acampamento Velho, de Ribeiro *et al.* 1966);

- seqüência vulcanossedimentar 4: composta principalmente por rochas clásticas, conglomerados, arcóseos e pelitos (Formação Guaritas, Ribeiro *et al.* 1966) e tufos e derrames andesíticos (Membro Rodeio Velho, de Ribeiro *et al.* 1966).

Essas seqüências representam o preenchimento de uma grande fossa tectônica (Antefossa Molássica, de Fregoso César 1980; Calha Molássica Sudeste, de Jost & Hartmann 1974) originada no intervalo Proterozóico Superior – Ordoviciano.

Paim *et al.* (2000) estabeleceram como Alosupergrupo Camaquã a sucessão vulcanossedimentar completa da bacia, subdividida estratigraficamente segundo aspectos genéticos e temporais em alogrupos, Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Os três últimos divididos em aloformações, limitadas por discordâncias erosivas, com a atividade magmática representada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas básicas a ácidas, e plutônicas.

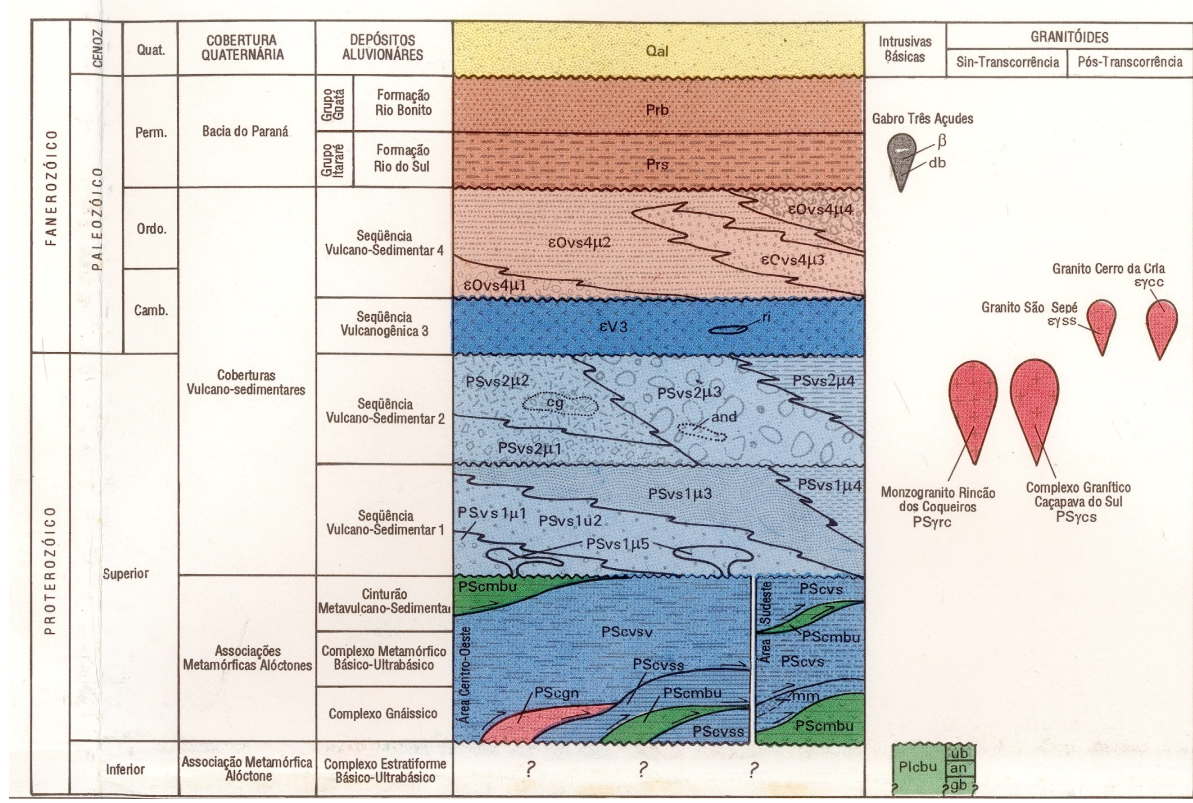


Fig. 6.8 – Coluna estratigráfica para a Folha SH-22-Y-A-I-4 (CPRM 1996). As coberturas vulcanossedimentares correspondem à Bacia do Camaquã.

Seus registros se caracterizam, segundo esses autores, por representar a alternância de processos de subsidência e sedimentação, soerguimento e erosão, com preenchimento variando entre períodos de vulcanismo, com aporte de lavas, material piroclástico e epiclástico, e períodos de deposição siliclástica.

Fragoso César *et al.* (2000) indicaram para esta bacia uma evolução em condições intraplaca, dissociada do Ciclo Brasileiro, e relacionada a reativações de estruturas brasileiras do Neoproterozóico ao Eocambriano.

5. Sub-bacia Santa Bárbara

Esta sub-bacia correspondente à unidade superior do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III - Cambriano Inferior). O Sistema de Falhas Santa Bárbara afeta, no âmbito desta sub-bacia, principalmente rochas do Alogrupo Santa Bárbara, com as aloformações Serra dos Lanceiros e

Pedra do Segredo (Paim *et al.* 1995). O Alogruppo Santa Bárbara possui cerca de 2000 m de espessura, e é limitado por discordâncias angulares. Na base, tem contato discordante com o Alogruppo Cerro do Bugio, no topo com o Alogruppo Guaritas. Seus litotipos correspondem a dois conjuntos de parasequências progradacionais adentrando um ambiente de bacia lacustre rasa, freqüentemente exposta (Paim *et al.* 1995). As rochas do Alogruppo Santa Bárbara são basculadas como resultado de movimentos de falhas normais e direcionais.

Quanto às idades de formação, admite-se que a deposição do Alogruppo Cerro do Bugio ocorreu entre 573 e 559 Ma (Paim *et al.* 1995). Ainda segundo esses autores, a deposição do Alogruppo Santa Bárbara teria ocorrido entre 559 e 540 Ma. Admite-se que a discordância que marca o topo do Alogruppo Santa Bárbara formou-se na mesma época da fácies foliada do CGCS, que tem zircões com 540 ± 11 Ma.

Paim *et al.* (2000) propõem um modelo para a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã situando a Sub-bacia Santa Bárbara em ambiente onde se destacam sistemas de falhas normais e deformação transcorrente que afetam todo o conjunto de rochas abaixo do Alogruppo Guaritas. As principais etapas dessa evolução são as seguintes (Fig. 5.9):

- 570–580 Ma: Alogruppo Cerro do Bugio. Formação de sub-bacias em ambiente transtraccional, com fase inicial de preenchimento por vulcanismo e sedimentação epiclástica e siliclástica em forma de leques e planícies aluviais e deltáicas entrelaçadas.

- 570-560 Ma: Alogruppo Santa Bárbara. Sub-bacias formadas por rochas siliclásticas depositadas em forma de leques de planícies aluviais e deltáicas entrelaçados em ambiente tectônico similar ao anterior, onde se destacam as falhas normais e transcorrentes.

- 470 Ma: Alogruppo Guaritas. Bacias geradas em ambiente trastrativo com reativação de falhas NE-SW de caráter regional, formação de hemigraben com efusão de lavas básicas alcalinas em ambientes intraplaca.

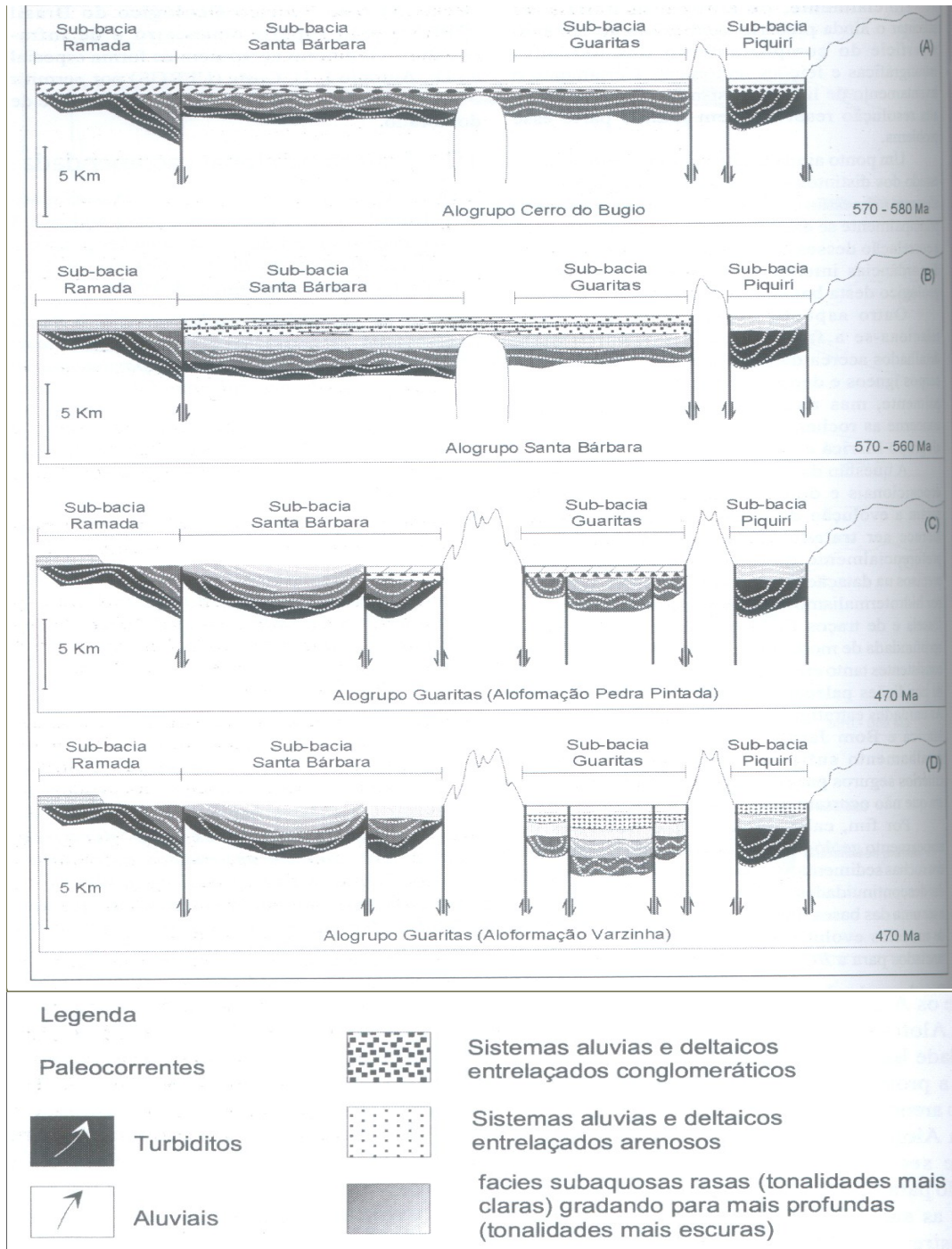


Fig 5.9 – Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã (Alogrupos Cerro do Bugiu, Santa Bárbara e Guaritas), baseado no estilo de preenchimento, padrão de paleocorrentes e presença de discordâncias (segundo Paim *et al.* 2000).

6. Modelos reduzidos de sistemas de falhas

Conforme explicado no item 1.3.1, experimentos em caixas de areia foram elaborados com o intuito de reproduzir seqüências de formação das estruturas frágeis associadas a sistemas de falhas transcorrentes. O objetivo foi reproduzir as feições apresentadas no Cap. 4, a fim de facilitar sua identificação na imagem de radar. A seguir são apresentadas duas seqüências de deformação. Ambas começam com a caixa de areia na posição que é mostrada na Fig. 1.1, ou seja, sem rejeito horizontal inicial.

Seqüência A

Com um rejeito horizontal de aproximadamente 1cm, formam-se planos de falhas escalonados (Fig. 6.1a).

Com o rejeito chegando a 1,5 cm, a falha principal já aparece melhor definida (Fig. 6.1b). Formam-se estruturas R, orientadas com ângulos de até 30° em relação à direção da falha principal. Surge um duplex compressivo, no início da formação de uma estrutura em flor positiva.

Com um deslocamento de 4 cm (Fig. 6.1c), a estrutura em flor positiva aparece bem desenvolvida, marcando uma zona de transpressão. Forma-se uma dobra com eixo aproximadamente perpendicular a direção do eixo de *stress* principal (σ_1).



Figura 6.1 – Seqüência de formação de estruturas ligadas a falha transcorrente. a) falhas escalonadas; b) *duplex* transpressivo; c) estrutura em flor; seta indica dobra.

Seqüência B

Com rejeito de aproximadamente 3 cm formam-se três planos de falhas curvos escalonados (Fig. 6.2a).

Com 6 cm de rejeito surgem duas zonas de transpressão separadas por uma bacia *pull-apart*. Em uma das zonas de transpressão, forma-se um *duplex* (Fig. 6.2b).

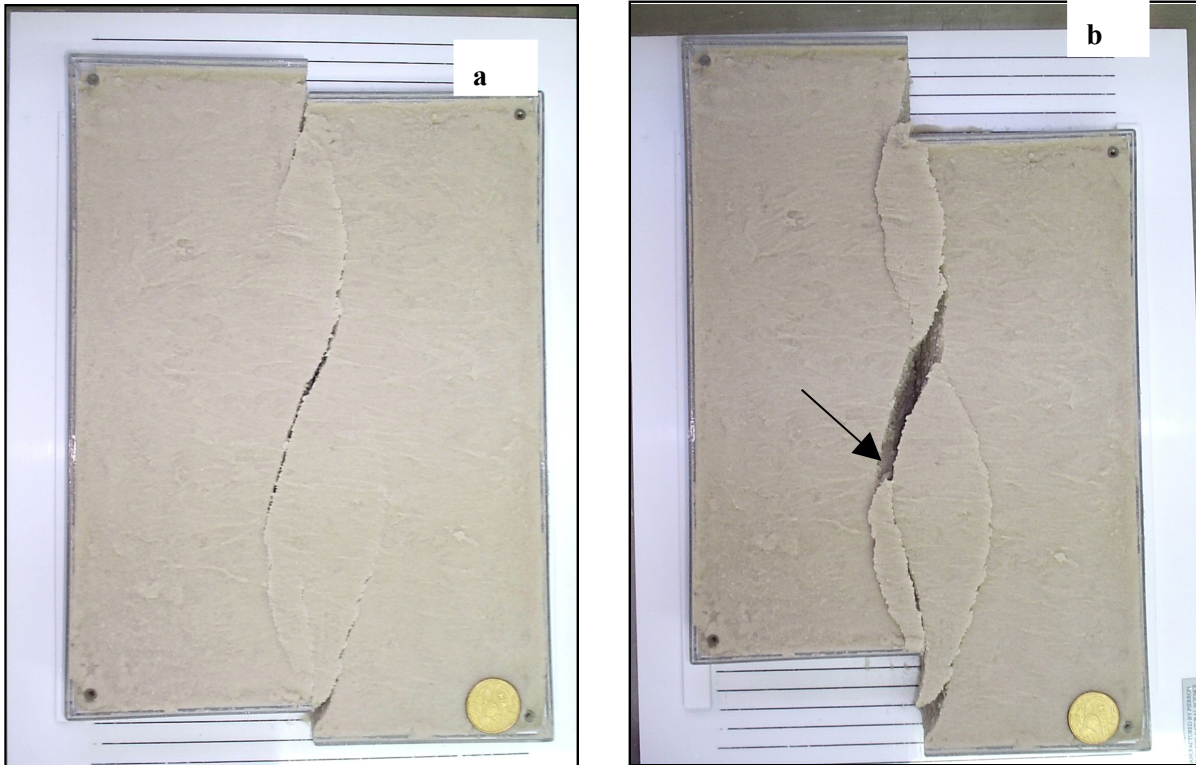


Figura 6.2 – Seqüência de formação de estruturas ligadas a falha transcorrente. a) falhas com planos curvos escalonadas; b) bacia *pull-apart* separando zonas de transpressão, uma delas (seta) com estrutura em duplex.

6.1 Comparação com sistemas distensivos

Para comparação, é reproduzida a seguir uma seqüência de formação de estruturas distensivas, realizada por Martins *et al.* (2000).

Com 5 % de extensão formam-se as primeiras falhas normais (Fig. 6.3). Em perfil, observa-se que uma delas tem aspecto lístrico.

Com 20 % de extensão definem-se duas falhas principais (Fig. 6.4). Em planta observa-se a formação de uma falha de transferência. Em perfil, é visível a rotação de blocos.

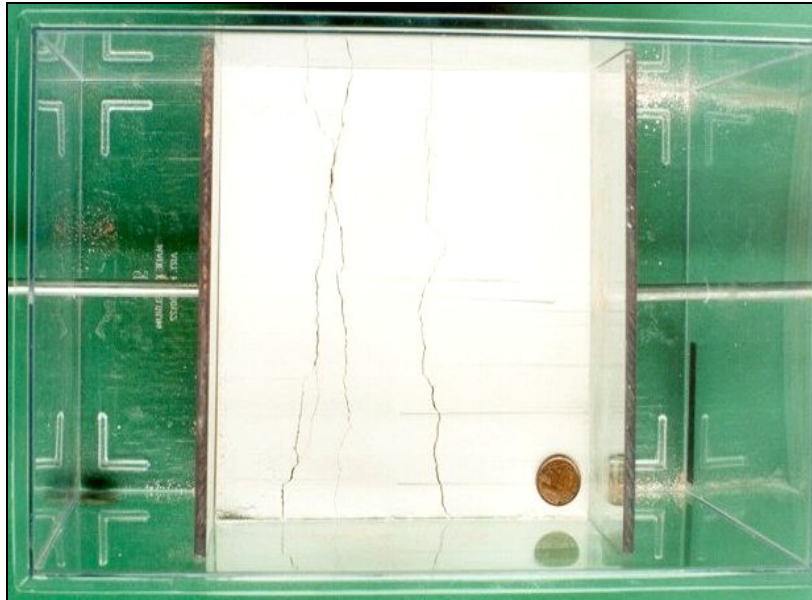


Figura 6.3 – Extensão = 5 %. Início de formação de falhas normais. Inicia-se a formação de uma falha lítrica à direita (segundo Martins *et al.* 2000).



Figura 6.4 – Extensão = 20 %. Definição de duas falhas principais. Uma falha de transferência é visível em planta. Blocos rotacionados são observados no perfil (segundo Martins *et al.* 2000).

Com 25 % de extensão ocorre o abatimento de blocos e a formação de *rollover* (Fig. 6.5) entre outras estruturas (Fig. 6.6).



Figura 6.5 - Extensão = 25 % Abatimento de blocos e *roll over* (segundo Martins *et al.* 2000).

A relação detalhada de todas as estruturas formadas é apresentada na Figura 6.6, que mostra ampliados os desenhos em planta e perfil da Figura 6.5. As estruturas são classificadas segundo Peacock *et al.* (1999).

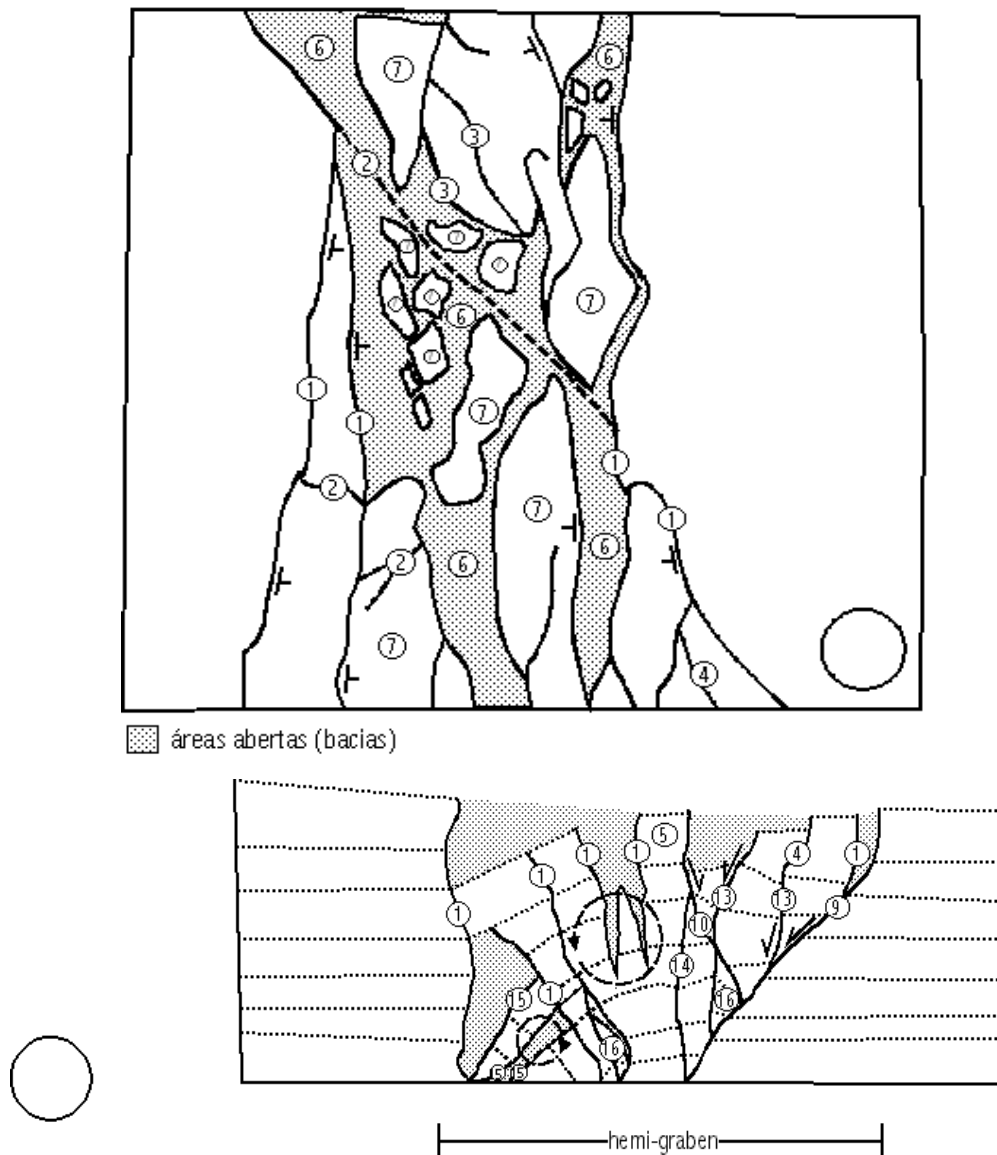


Figura 6.6 – Classificação das estruturas formadas conforme a nomenclatura de Peacock *et al.* (1999): 1 – fratura de extensão, 2 – falha de conexão, 3 – falha de transferência, 4 – graben, 5 – horst, 6 – bacia, 7 – zona de acomodação, 8 – deformação do teto, 9 – falha lítrica, 10 – falha antitética, 11 – *detachment*, 12 – tip, 13 – falha sintética, 14 – falha planar, 15 – falha em dominó, 16 – zona danificada (segundo Martins *et al.* 2000).

Comparando as estruturas formadas em sistemas de falhas transcorrentes com as formadas em sistemas de falhas normais, observa-se que, em planta, os sistemas transcorrentes têm traços de falhas mais sinuosos que os sistemas normais, e também que nos sistemas transcorrentes os espaços gerados se concentram nas zonas de transtensão, enquanto que nos sistemas normais os espaços criados se distribuem por todo o sistema. Esse aspecto influencia diretamente as formas das bacias sedimentares associadas a um sistema e ao outro.

Em perfil, observa-se que os planos de falhas normais têm mergulhos variados, desde verticais até cerca de 45° . Nos sistemas transcorrentes, o plano de falha principal é vertical a subvertical, podendo haver variações nas estruturas em flor.

7. Análise de imagens e caracterização de estruturas

Na imagem de radar GEMS 1000, o Sistema de Falhas Santa Bárbara, na região Caçapava do Sul – Lavras do Sul, é marcado por dois grandes lineamentos, aproximadamente paralelos, com direção NE-SW (Fig 7.1).

O lineamento situado mais a W (assinalado nos mapas como Falha dos Cabritos e Falha do Perau), se estende desde o N do CGCS e vai até a NW do CGLS, na área onde aflora o Granito Jaguarí. Este lineamento é bem marcado na Sub-bacia Santa Bárbara, sendo delineado pela borda oeste da serra de Santa Bárbara.

A falha situada mais a E (conhecida como Falha do Segredo) estende-se da borda W do CGCS até as proximidades do CGLS, onde se ramifica: um ramo, com orientação NE-SW aproxima-se da borda sul do CGLS, outro, com orientação N/NE-S/SW, continua para além dos limites da área analisada. Estes dois lineamentos, já de longa data caracterizados como falhas, apresentam em mapa traços retilíneos a suavemente curvos e são contínuos na escala da imagem, por mais de 60 km, cada um deles.

Com orientação paralela a estas estruturas principais, existem cerca de 20 lineamentos secundários, com 5 a 30 km de extensão, e várias dezenas de lineamentos com até 5 km.

Um segundo grupo de estruturas é marcado pelos lineamentos de orientação NW-SE. Estes lineamentos são em geral de pequeno porte (até 3 km de extensão) e são limitados pelos lineamentos NE-SW.

Junto ao CGCS, nas suas bordas W e S, os lineamentos NW-SE têm maior porte, chegando a 5 km de extensão. O mesmo se verifica no CGLS e nas suas encaixantes a NE, e também na porção central da Sub-bacia Santa Bárbara.

O diagrama de roseta apresentado no Fig. 7.2 mostra as orientações dos lineamentos da área.

Na imagem de radar também são comuns zonas com feições sigmóides, marcadas pela textura das rochas e não pelos lineamentos, provavelmente associadas a xistosidades e acamamentos sedimentares.

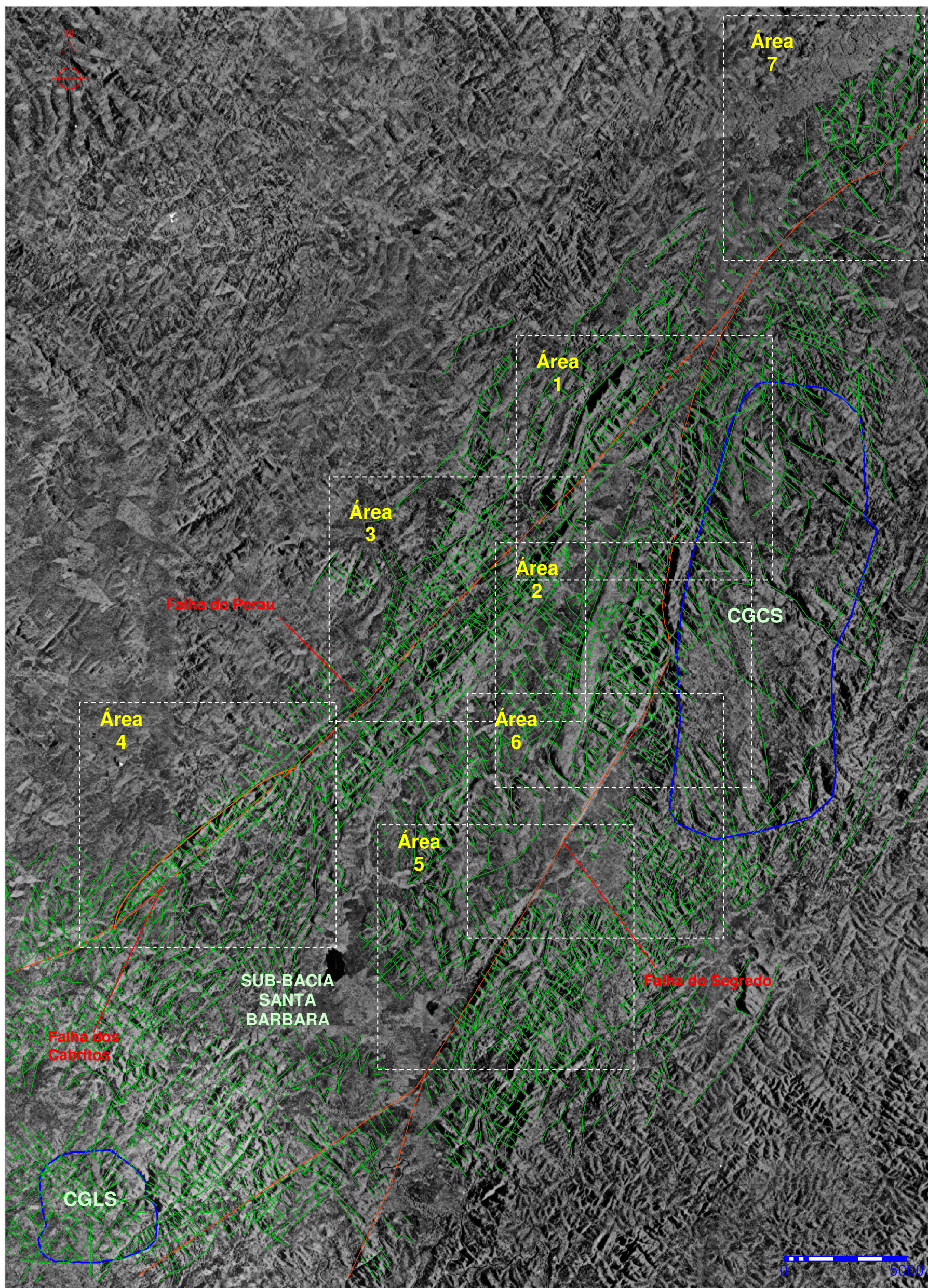


Fig. 7.1 – Mapa geral de lineamentos do Sistema de Falhas Santa Bárbara com a localização das áreas detalhadas. Em vermelho, Falha do Segredo, Falha do Perau e Falha dos Cabritos. Em verde, lineamentos principais, e em azul limites dos granitos.

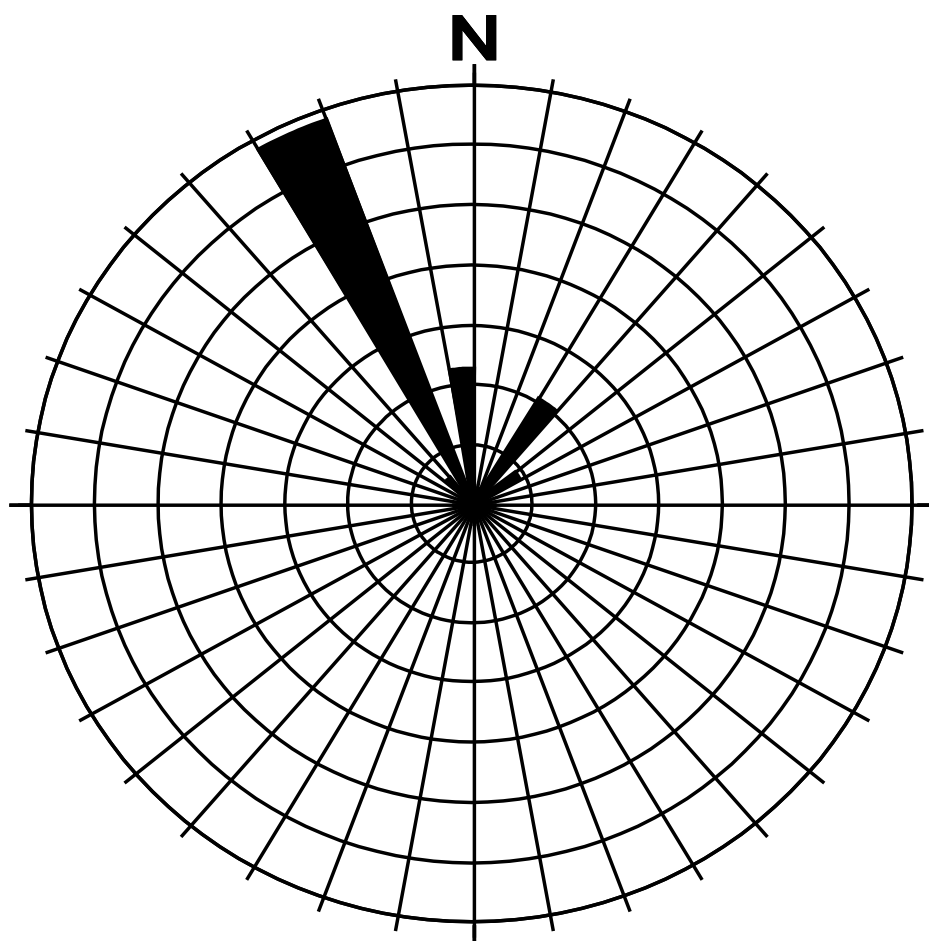


Figura 7.2 - Diagrama de roseta com os principais lineamentos do Sistema de Falhas Santa Bárbara visualizados em imagem de radar GEMS 1000 (n = 1313).

Além disso, são observadas outras estruturas características de sistemas de falhas transcorrentes, conforme os modelos apresentados nos capítulos 4 e 6. Sete áreas (indicadas na Fig. 7.1) onde estas estruturas aparecem bem desenvolvidas foram analisadas com maior detalhe, a fim de verificar sua relação com sistemas transcorrentes. Estas áreas serão apresentadas a seguir. São incluídos perfis de eletrorresistividade e dados de campo, além das informações obtidas nos mapas geológicos da Rio Doce Geologia e Mineração SA (Projeto Cobre, 1976), em escala 1:25.000.

7.1 Área 1

Na Área 1 ocorrem lineamentos NE-SW (mais longos) e NW-SE (mais curtos). Na Fig. 7.3 estão assinalados duas áreas. Em ambas são comuns lineamentos maiores que representam estruturas P e R, e lineamentos menores que representam estruturas R'. Em ambas foram feitos perfis de eletrorresistividade.

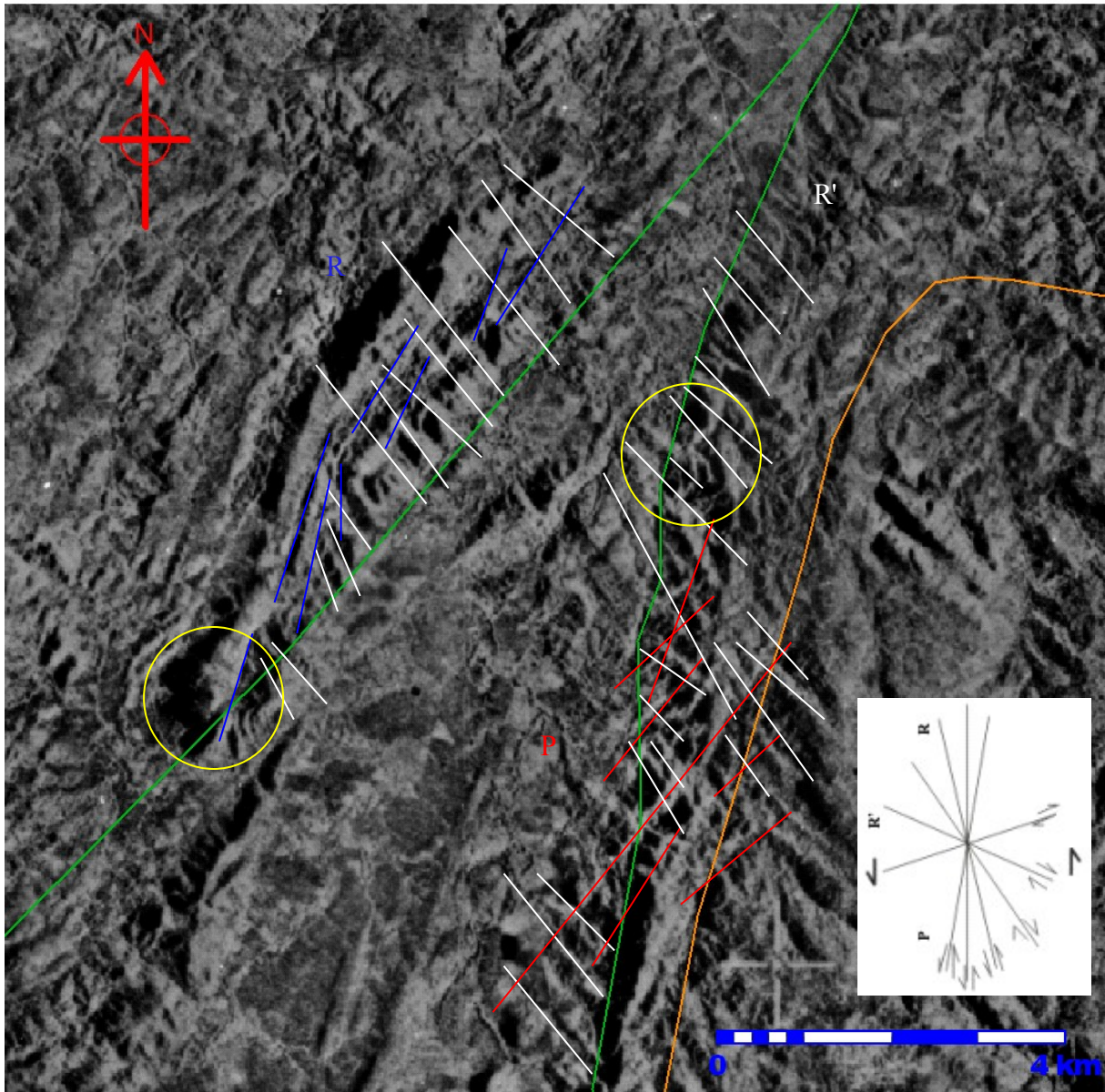


Fig 7.3 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em laranja - limite do CGCS; em branco - R'; em vermelho – P; em azul – R. Box: estruturas de Riedel associadas a sistemas transcorrentes. Os círculos indicam a localização aproximada dos perfis de eletrorresistividade A-B (oeste) e E-F (leste).

7.1.1 Perfil A–B

O perfil A–B foi feito na região do Cerro do Bugio, atravessa duas zonas de contato por falha entre a Seqüência Vulcanossedimentar 4 e a Seqüência Vulcanogênica 3 da Sub-bacia Santa Bárbara. Mais especificamente, atravessa riolitos da Seqüência Vulcanogênica 3 e conglomerados polimíticos e arenitos finos a médios da Seqüência Vulcanossedimentar 4.

O perfil tem 600 m de extensão na direção NW-SE, levantados ao longo da estrada que atravessa o cerro. O ponto A se localiza no início da subida do cerro (sentido Caçapava do Sul – Cerro do Bugio) e o ponto B na ponte sobre o arroio Pessegueiro conforme a Fig. 7.5.

Em campo, observa-se que os riolitos estão extremamente fraturados, caracterizando uma zona de deformação frágil (Fig. 7.4). As rochas sedimentares, nas extremidades do perfil, também estão bastante fraturadas.

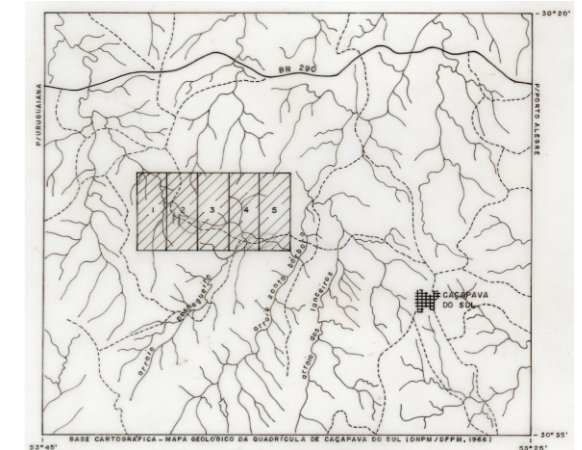
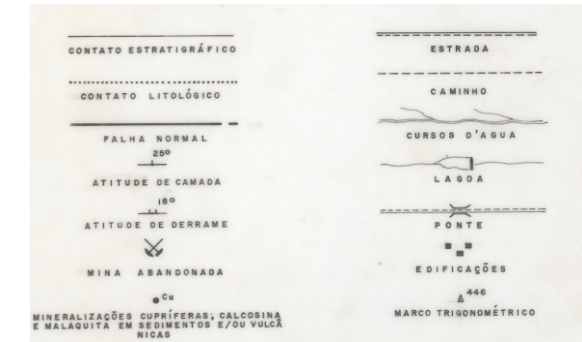


Fig. 7.4 - Fraturas em riolitos da Seqüência Vulcanogênica 3, evidenciando zona de deformação frágil.

Para o perfil de eletrorresistividade foi utilizada abertura dos dipolos de 30m (AB=CD=30m). Os valores obtidos em campo e calculados são apresentados no Quadro 1 (Anexos). Na pseudo-seção e seção modelada (Fig. 7.6), as zonas de baixa resistividade (em amarelo - vermelho) relacionam-se às rochas sedimentares. Áreas mais resistivas (verde - azul-escuro) são representativas do riolito.

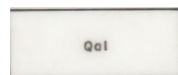


Fig. 7.5 - Mapa geológico com a localização dos perfis AB e CD. Adaptado de Rio Doce Geologia e Mineração S/A (Projeto Cobre 1976), escala original 1:25.000.



Localização dos perfis AB e CD

QUATERNÁRIO



Sedimentos aluvionares de granulometria argilo arenosa e/ou Cascalhos

EO - PALEOZÓICO



Seqüência Vulcano - Sedimentar 4

Conglomerado polimítico, matriz feldspática, seixos subarredondados a sub angulares, tamanho variado constituídos por gnaisse, quartzito, xisto, andesito etc... Arenitos finos a médios coloração avermelhada, estratificação cruzada, plano-paralela, e siltitos maciços avermelhados subordinados. Mineralizações cupríferas associadas a arenitos finos e siltitos. (Ocorrência Cêro do Bugiu)..

PrÉ CAMBRIANO MÉDIO



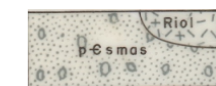
Seqüência Vulcanogênica 3

Lavas riolíticas, representadas por riolitos normais e ignimbrito, tufo e brechas vulcânicos ácidos e arenitos finos a médios, cor cinza-claro, estratificação laminar como intercalações.



Seqüência Vulcano-sedimentar 2

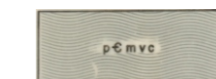
Andesitos porfíricos, matriz marrom-avermelhada com fenocristais de feldspato de cor rosa e hornblenda cinza-escuro distribuídos irregularmente. Brechas e conglomerados vulcânicos com matriz andesítica, tufo andesíticos, arenitos finos e siltitos associados. Tufo e brechas andesíticas individualizados na seqüência (tuf).



Seqüência Vulcano-sedimentar 1

Arenitos conglomeráticos, matriz arcoseana, com seixos esparsos e localmente concentrados, arredondados a subarredondados, tamanho variado e constituídos por gnaisse, quartzito, quartzo e riolitos subordinados. Intercalam-se arenitos finos, siltitos e lavas riolíticas não mapeáveis. Riolitos intercalados na seqüência (Riol).

EO - CAMBRIANO - PrÉ CAMBRIANO SUPERIOR



Associações Metamórficas Alóctones da área Centro-oeste Xistos, filitos, metavulcânicas e metassedimentos com foliação bem desenvolvida, mineralizações cupríferas associadas a falhas.

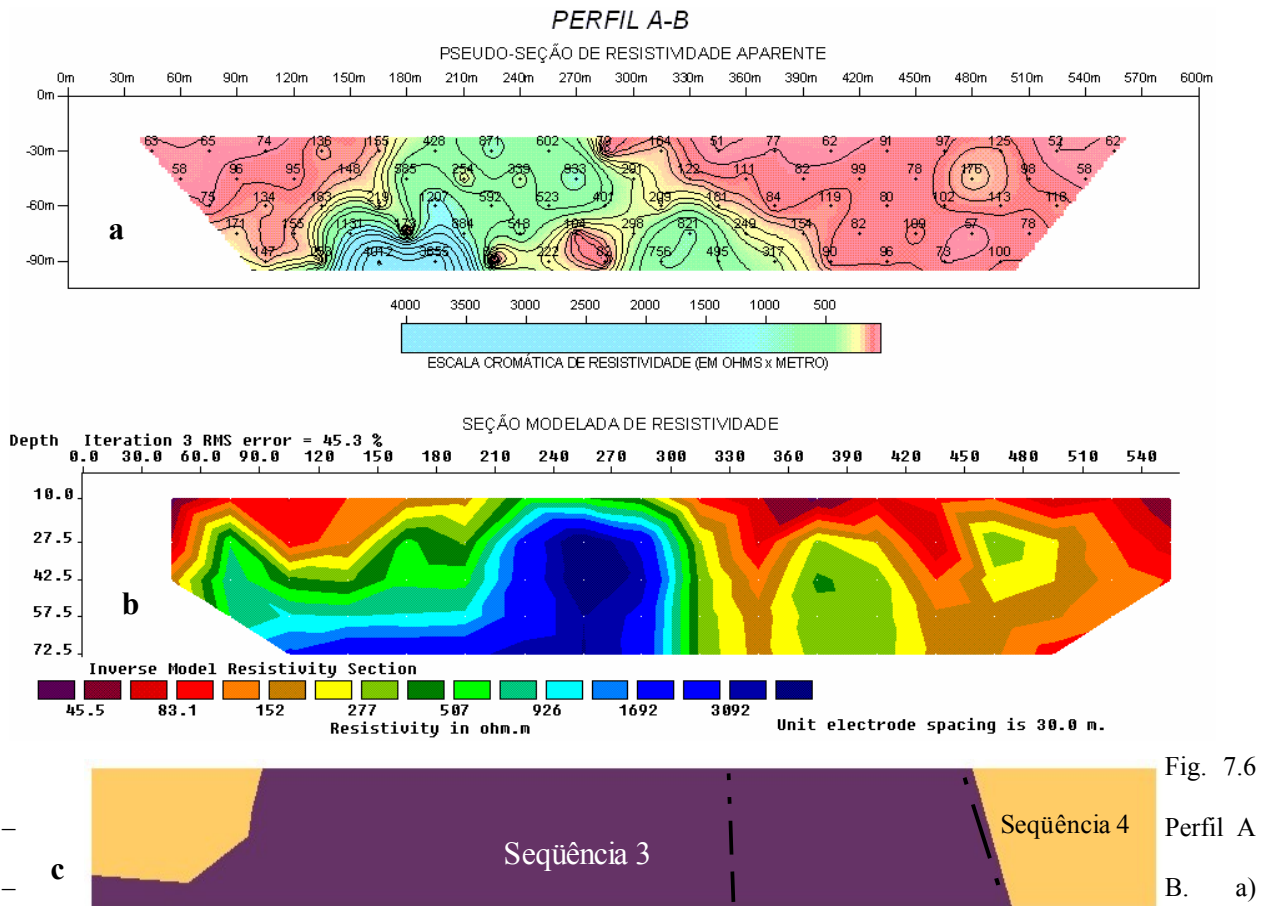


Fig. 7.6
Perfil A
B. a)

Pseudo-seção com valores de eletroresistividade; b) seção modelada; c) interpretação.

Nas pseudo-seções são identificadas zonas condutivas verticalizadas, correlacionáveis a zonas de falhas e/ou fraturas, indicadas pelos valores encontrados nas estações 420, 360 m. Das duas falhas indicadas no mapa geológico, a falha mais a W foi perfeitamente identificada (pseudo-seção, estação 420 m). Indícios da existência de outra falha aparecem na estação 360 m (seção modelada). No pacote de riolito (estação 180 a 270 m) ocorre uma zona resistiva verticalizada, possivelmente relacionada a uma zona menos alterada do mesmo. As anomalias condutivas das estações 420 e 360, possuem continuidade, correspondendo a zonas onde rochas vulcânicas muito fraturadas são observadas no campo, indicando um falha que as coloca ao lado de rochas sedimentares. Estas anomalias são possivelmente associadas à Falha do Perau. O mergulho do plano de falha (não vertical) na estação 420 m, deixa dúvidas quanto à se tratar de uma falha transcorrente.

7.1.2 Perfil E–F

O perfil E-F foi realizado em uma área onde ocorrem xistos pré-cambrianos em contato com arenitos finos e conglomerados polimíticos da Seqüência Vulcanossedimentar 4. O perfil tem 480 m de extensão, no sentido SE-NW. No local há uma zona de xistos intensamente fraturados com 50 m de largura (Fig. 7.7). Ocorrem xistos e conglomerados intercalados, com orientação N25E/90, concordantes com a direção da falha. Os xistos são cortados por veios de quartzo (Fig. 7.8) e apresentam mineralizações de Cu. O objetivo da seção foi verificar o comportamento da falha que marca o contato xistos – conglomerados, indicada no mapa geológico (Fig. 7.9) e também observada na imagem de radar.



Fig. 7.7 – Xisto fraturado no leito da estrada.



Fig. 7.8 – Veios de quartzo no xisto.

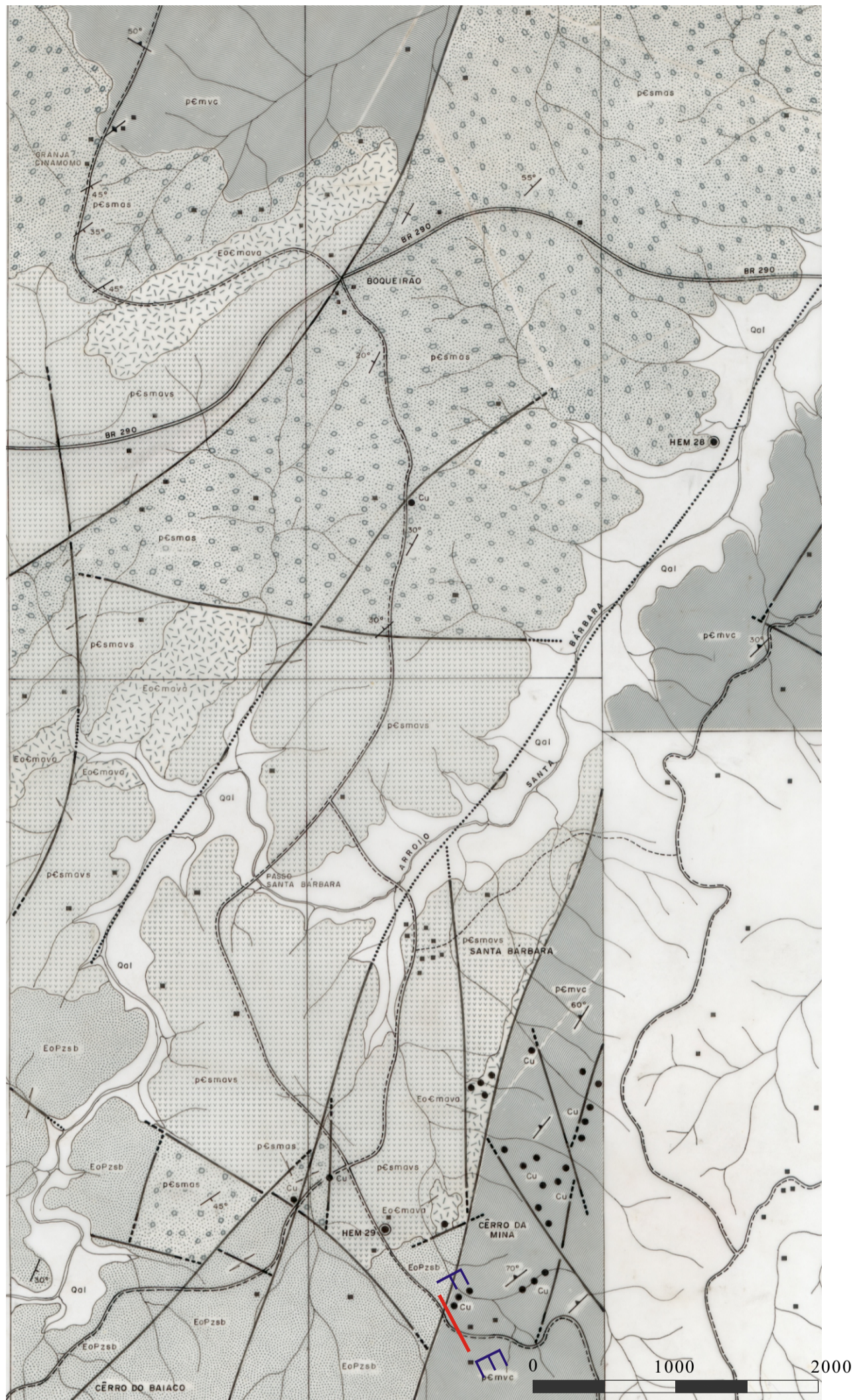
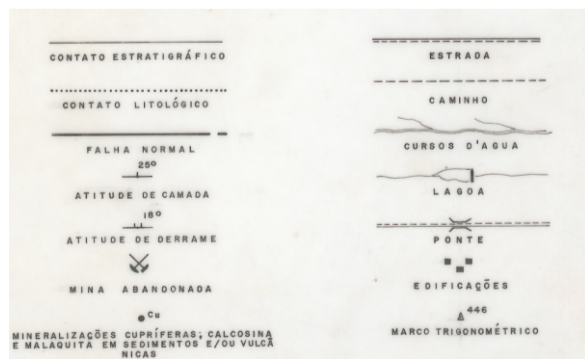
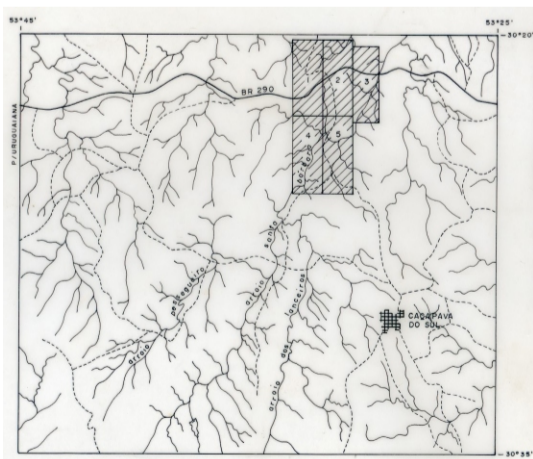
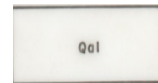


Fig. 7.9 - Mapa geológico com a localização do perfil EF. Adaptado de Rio Doce Geologia e Mineração S/A (Projeto Cobre 1976). Escala original 1:25.000.



QUATERNÁRIO



Sedimentos aluvionares de granulometria argilo-arenosa e/ou

EO - PALEOZÓICO



Sequência Vulcano - Sedimentar 4

Conglomerado polimítico, matriz areno feldspática, seixos subarredondados a sub angulares, tamanho variado constituídos por gnaisses, quartzito, xisto, andesito etc... Arenitos finos a médios coloração avermelhada, estratificados e siltitos subordinados.

EO - CAMBRIANO - PrÉ CAMBRIANO



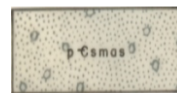
Sequência Vulcanogênica 3

Lavas riolíticas, representadas por riolitos normais e ignimbritos, tufo e brechas vulcânicas ácidas e arenitos finos a médios cor cinza-claro, estratificação laminar como intercalações.



Sequência Vulcano-sedimentar 2

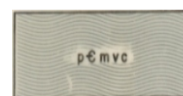
Andesitos porfíricos, matriz marrom avermelhada com fenocristais de feldspato de coloração rosada e hornblenda cinza-escuro distribuídos irregularmente. Intercalações subordinadas de arenitos e siltitos.



Sequência Vulcano-sedimentar 1

Arenitos conglomeráticos, matriz arcoseana, com seixos esparsos e localmente concentrados arredondados a subarredondados, de tamanho variado, constituídos por gnaisses, quartzitos, quartzo, e riolitos subordinados. Intercalam-se arenitos e, siltitos de cor cinza a marrom escuro. Mineralização cuprífera associada a falhamento.

PrÉ CAMBRIANO MÉDIO



Associações Metamórficas Alóctones da Área Centro-oeste Xistos, filitos, metavulcânicas, (tufo ácido e andesítico) e metassedimentos com xistosidade bem desenvolvida. Mineralizações cupríferas associadas. (Pirita, pirrotita e calcopirita subordinada).

Localização do perfil EF

7.2 Área 2

A região é formada por rochas metassedimentares e metavulcânicas do CMPF, rochas da Sequência 4 e pelo CGCS. Nessa região também ocorrem estruturas P e R'. O plano curvo da falha principal parece ter ocasionado a formação de um domínio compressivo, que gerou uma estrutura em flor positiva (Fig. 7.11). Estruturas desse tipo ocorrem ao longo dos dois lineamentos principais do Sistema de Falhas Santa Bárbara, e ficarão melhor evidenciadas nos próximos exemplos.

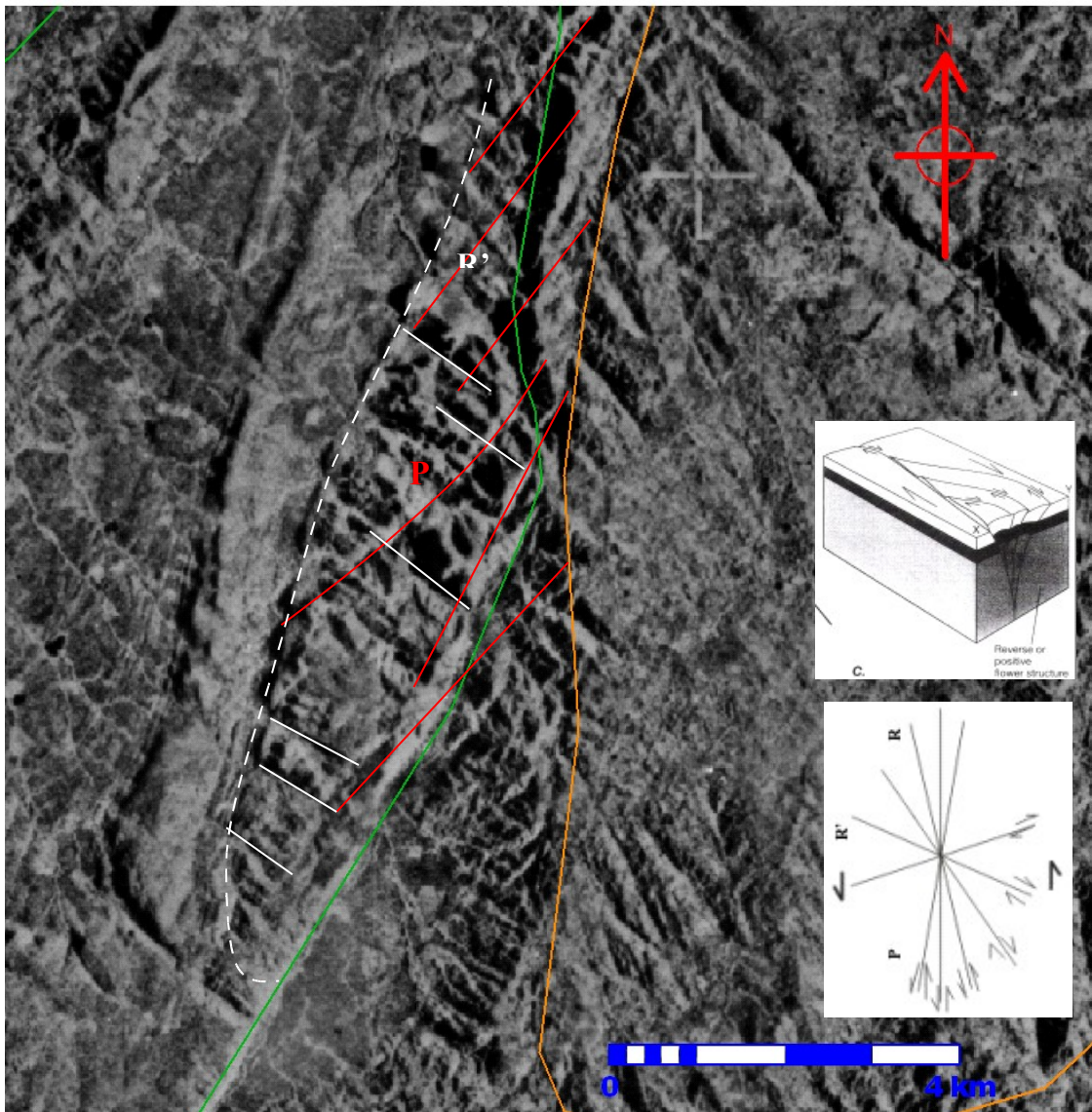


Fig 7.11 – Imagem de Radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em laranja – CGCS. Os lineamentos em branco representam estruturas R', os vermelhos representam estruturas P, o tracejado indica o limite de estrutura em flor. Box superior: modelo estrutura em flor positiva (segundo Twiss & Moore 1992) Box inferior: estruturas de Riedel associadas a sistemas transcorrentes.

7.3 Área 3

Nesta região, destacam-se três estruturas em flor positivas associadas a Falha do Perau.

(Fig. 7.12).

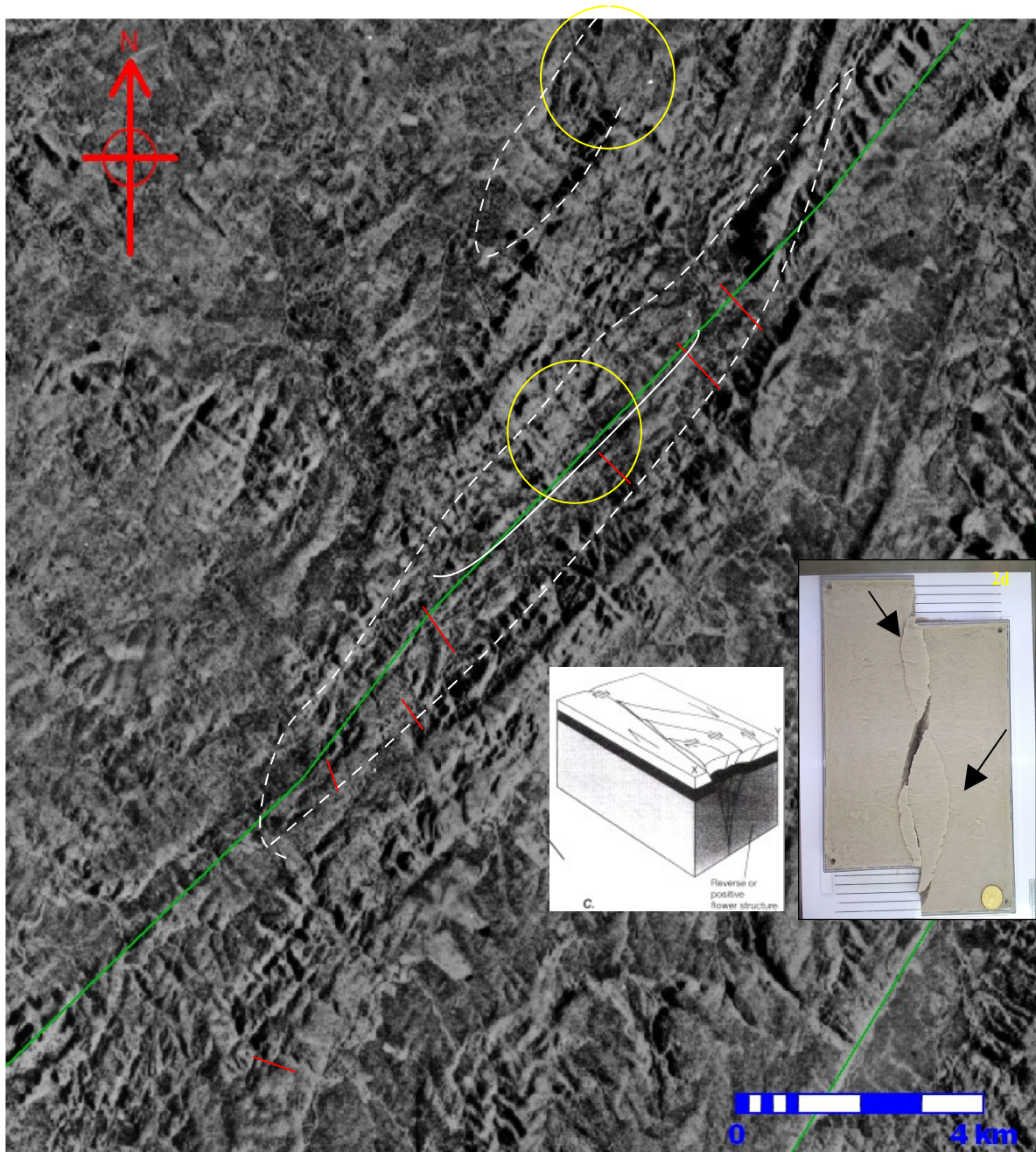


Fig 7.12 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; tracejado branco – possíveis estruturas em flor positivas em zona de transpressão. Box da direita: modelo estrutura em flor positiva (segundo Twiss & Moore 1992), Box esquerda: estruturas em flor positivas geradas em caixa de areia. Os círculos indicam a localização aproximada dos perfis C-D (Norte) e G-H (Sul).

Pela curvatura do plano de falha, estas estruturas são relacionadas a um movimento lateral esquerdo.

Foram realizados dois perfis de eletrorresistividade procurando evidenciar essas estruturas.

7.3.1 Perfil C – D

O perfil C–D, com 960 m de extensão na direção NW- SE, foi realizado na estrutura que ocorre mais a Norte, ao longo da estrada que passa pelo Cerro do Bugio. O perfil atravessa uma zona de contatos de arenitos arcoseanos da Seqüência Vulcanossedimentar 1 com riolitos da Seqüência Vulcanogênica 3 (Fig. 7.5).

O perfil foi realizado com abertura dos dipolos de 30m (AB=CD=30m). Os valores obtidos em campo e calculados são apresentados no Quadro 2 (Anexos).

Do início até à estação 180 m e da estação 360 m ate próximo da estação 600 m, o perfil atravessa riolitos. Entre as estações 180 e 360 m e da 600 à 800 m ocorrem arenitos. No final do perfil, as estações 780 a 870 m encontram-se em riolitos bastantes fraturados. Em afloramento, as camadas de arenitos têm atitudes N50E / 40SE.

A figura 7.13 apresenta as pseudo-seções modeladas, elaboradas a partir dos dados obtidos em campo.

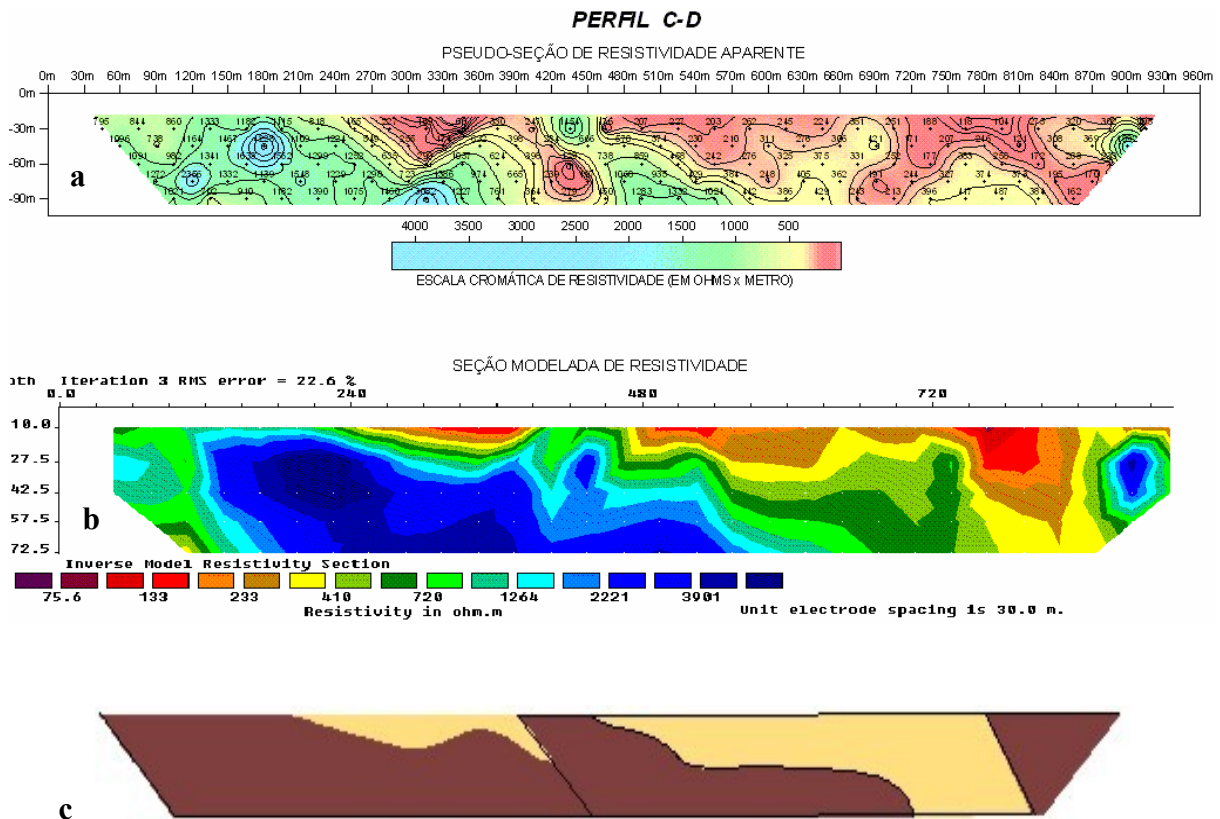


Fig. 7.13 – Perfil C-D. a) – pseudo-seção com os valores de eletroresistividade; b) – seção modelada; c) – interpretação geológica.

Áreas com resistividade superior a 350 Ohm/m (verde-azuladas) têm correlação com o riolito. Áreas menos resistivas (amarelo-avermelhadas) têm correlação com os arenitos.

Nas pseudo-seções se verifica uma estrutura na altura da estação 390 m com continuidade vertical. Trata-se provavelmente de uma falha nos riolitos. Um contato por falha entre as rochas sedimentares e os riolitos aparece na altura da estação 840 m, conforme indicado no mapa (Fig. 7.5) e na imagem de radar (Fig. 7.12).

7.3.2 Perfil G-H

O perfil G-H foi feito na estrutura que está mais ao sul e que corresponde à Serra de Santa Bárbara.

Com 300 m de extensão na direção N-S, corta a estrada do Cerro do Perau. Este perfil parte de um vale, onde ocorrem rochas sedimentares da Sequência Vulcanossedimentar 1

(arenitos conglomeráticos), e atravessa o flanco de uma colina formada por brechas, tufos e conglomerados vulcânicos da Seqüência Vulcanogênica 3. No campo essas rochas se apresentam fraturadas (Fig. 7.14). Os dados do mapa mostram mergulhos de camadas para NW, de um lado do lineamento, e para SW, do outro (Fig. 7.15), ou seja, atitudes compatíveis com o esperado em uma estrutura em flor positiva.



Fig. 7.14 – Rochas vulcânicas com fraturas verticais aproximadamente NE-SW, no perfil G-H.

O perfil foi realizado com abertura dos dipolos de 30 m. Os valores obtidos e calculados são apresentados no Quadro 4 (Anexos). A pseudo-seção e seção modelada são apresentadas na Fig. 7.16.

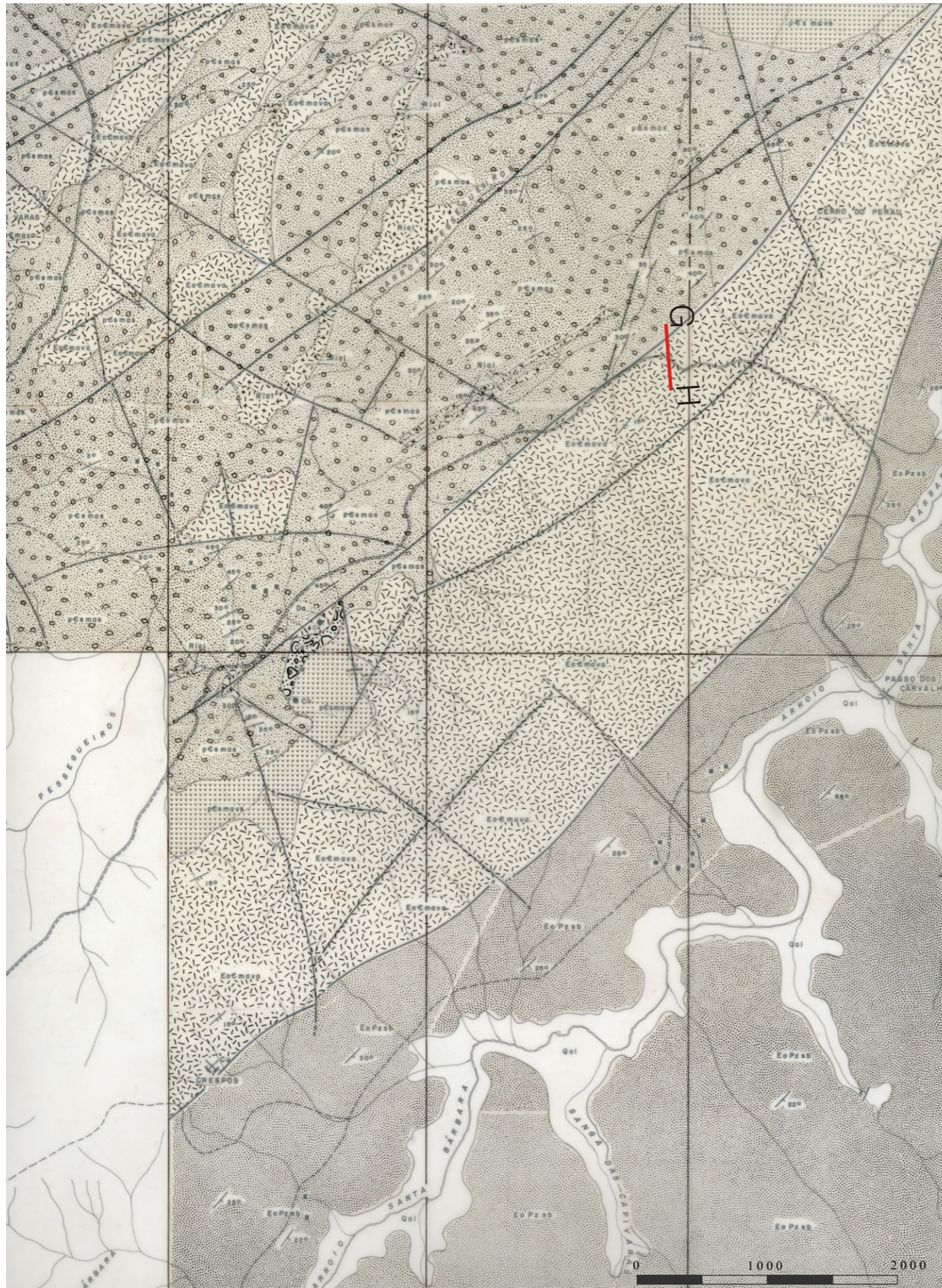
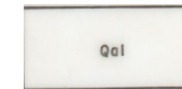


Fig. 7.15 - Mapa geológico com a localização do perfil GH. Adaptado de Rio Doce Geologia e Mineração (Projeto Cobre 1976). Escala original 1:25.000.

QUATERNÁRIO



Cascalhos e ou sedimentos areno argilosos

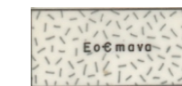
EO - PALEOZÓICO



Seqüência Vulcano - Sedimentar 4

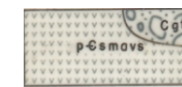
Conglomerado polimítico, matriz quartzo feldspática com seixos arredondados a sub angulares de gnaiss, quartzo, riolito, andesito etc. Conglomerado, matriz arcoseana, com seixos e blocos de riolitos. Para o topo da seqüência gradam para arenitos de granulação grosseira a fina, com estratificação plano paralela e cruzada. Na base da unidade, ocorrem derrames pouco espessos de andesitos vesiculares não mapeados.

EO - CAMBRIANO - PrÉ CAMBRIANO



Seqüência Vulcanogênica 3

Lavas riolíticas, representadas por riolitos normais e ignimbritos ocorrentes no topo da seqüência. Brechas, tufo e conglomerados vulcânicos de composição riolítica da porção basal. Diques riolíticos associados a falhas.



Seqüência Vulcano-sedimentar 2

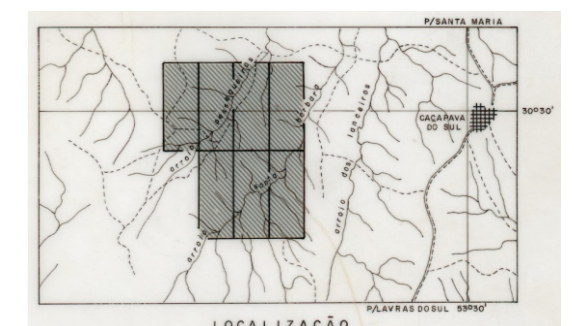
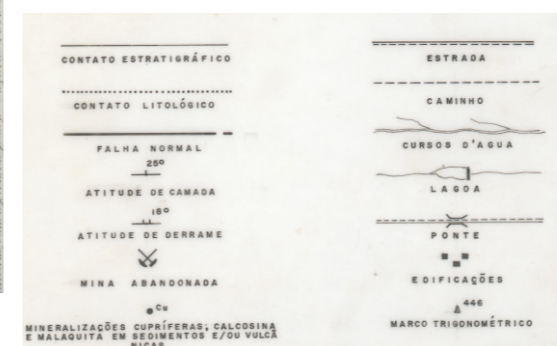
Andesitos porfíricos e amigdalóides, com vesículas preenchidas predominantemente por calcita quartzo e zeolita. Tufo, brechas e conglomerados vulcânicos com matriz e fragmentos de composição andesítica. Conglomerado polimítico, matriz arenosa e seixos arredondados a subangulosos de andesitos, arenitos e riolitos subordinados (Cgf). Intercalam-se níveis pouco espessos de arenitos e siltitos.



Seqüência Vulcano-sedimentar 1

Arenitos conglomeraticos, matriz arcoseana, localmente com orientação de seixos arredondados, de tamanho variado, constituídos por gnaisses, quartzitos e quartzo, com andesitos e riolitos subordinados. Intercalam-se níveis de arenitos finos, siltitos e argilitos ritmicos. Derrames riolíticos de pouca espessura são recorrentes na sequencia. (Riol).

Localização do perfil GH



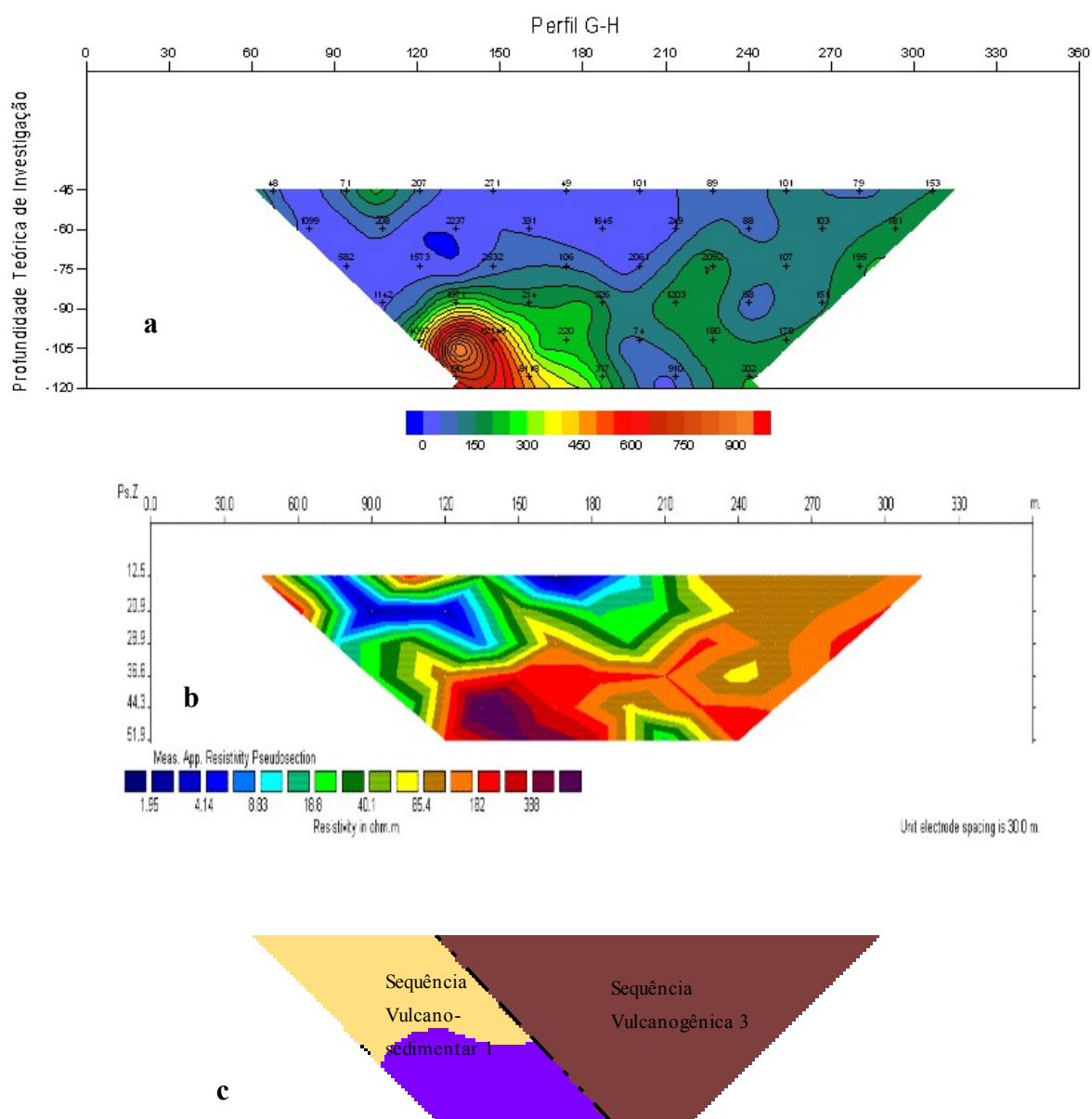


Fig. 7.16 – Perfil G -H. a) – pseudo-seção com os valores de eletroresistividade; b) – seção modelada ; c) - interpretação.

Os tons verdes e amarelo, entre as estações 30 e 180, salientam as rochas sedimentares (baixa resistividade). As rochas vulcânicas (maior resistividade) aparecem em discordância sobre as sedimentares: o plano de contato entre ambas mergulha para S, conforme indicado no mapa geológico (Fig. 7.15), o acamamento das rochas vulcano - sedimentares tem mergulho suave para NW. Ao que parece, a deposição da Seqüência Vulcanogênica 3 ocorreu após o basculamento para NW da Seqüência Vulcanossedimentar 1. Não é possível definir, pelos valores

de eletrorresistividade, se ocorrem rochas da Seqüência Vulcanossedimentar 2 abaixo das rochas da Seqüência Vulcanogênica 3. No mapa, observa-se que tanto a Seqüência Vulcanogênica 3 quanto a Seqüência Vulcanossedimentar 4 têm acamamentos com mergulho suave para SE, concordantes com o plano de contato caracterizado na seção G-H.

O mergulho do plano de contato entre as seqüências 1 e 3, é compatível com os esperados em uma estrutura em flor. A seção G-H parece marcar um contato por falhas entre as seqüências 1 e 3, afetado por falhas, conforme indicado no mapa geológico (Fig. 7.15) e afloramento no leito da estrada (Fig. 7.14), na altura da estaca 180 m.

7.4 Área 4

A região abrange a porção intermediária da Falha do Perau e Falha dos Cabritos. Nessa área ocorrem conglomerados da Sequência Vulcano - Sedimentar 4 (Fig. 7.17). Além do lineamento associado às falhas principais, ocorrem lineamentos menores que podem ser correlacionados a estruturas R' e R de Riedel para um deslocamento lateral esquerdo. Trata-se de uma provável estrutura em flor positiva.

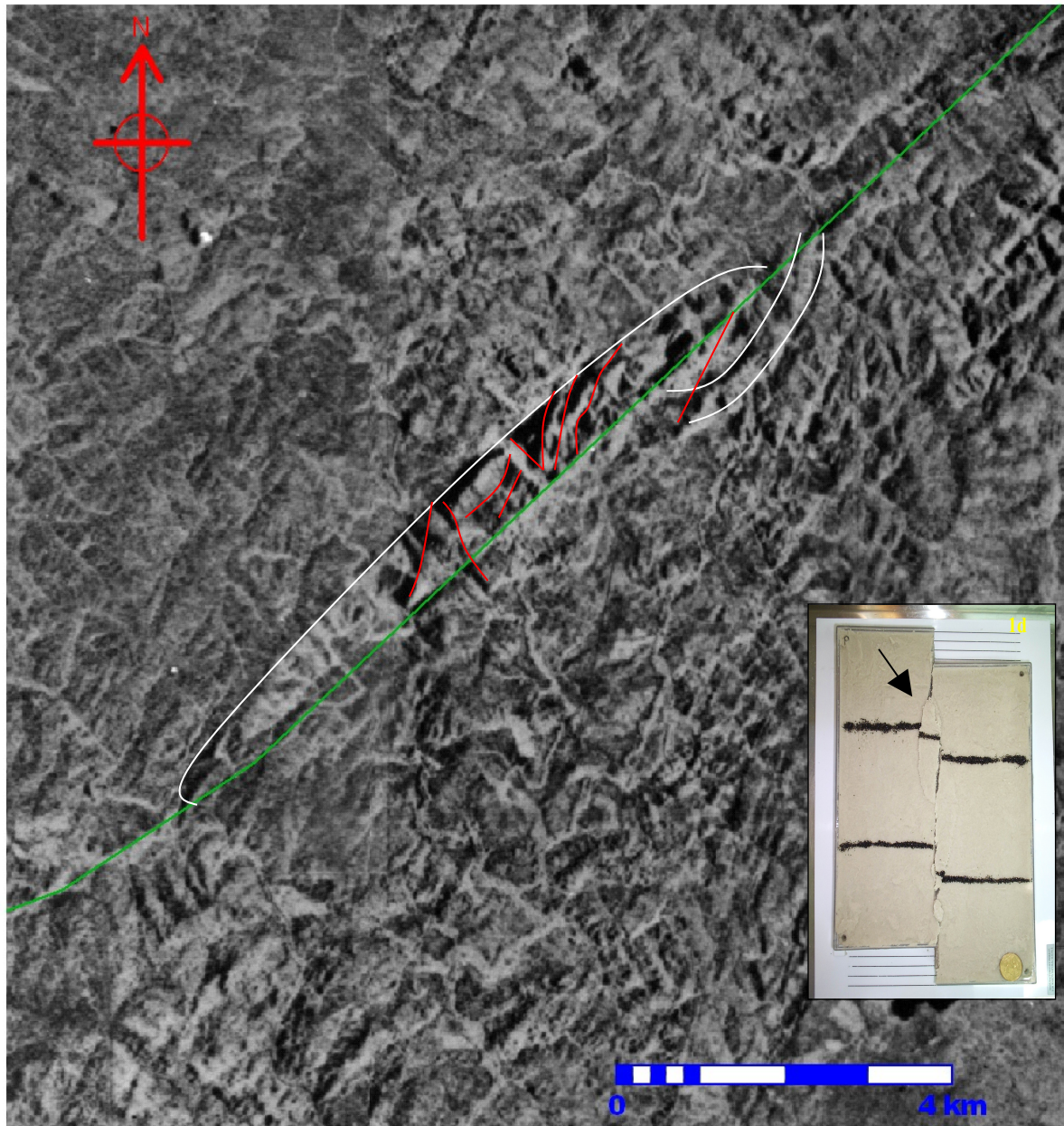


Fig 7.17 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em branco - estrutura em flor positiva em uma zona de transpressão. Box: estrutura em flor positiva em caixa de areia.

7.5 Área 5

Nesta região ocorrem rochas da Seqüência Vulcano - Sedimentar 2 e rochas metassedimentares Pré Cambrianas. Ao longo do da Falha do Segredo percebe-se existência de uma estrutura em flor positiva (Fig. 7.18). Um perfil geofísico foi realizado para identificar a estrutura com orientação NE-SW paralela à falha principal.

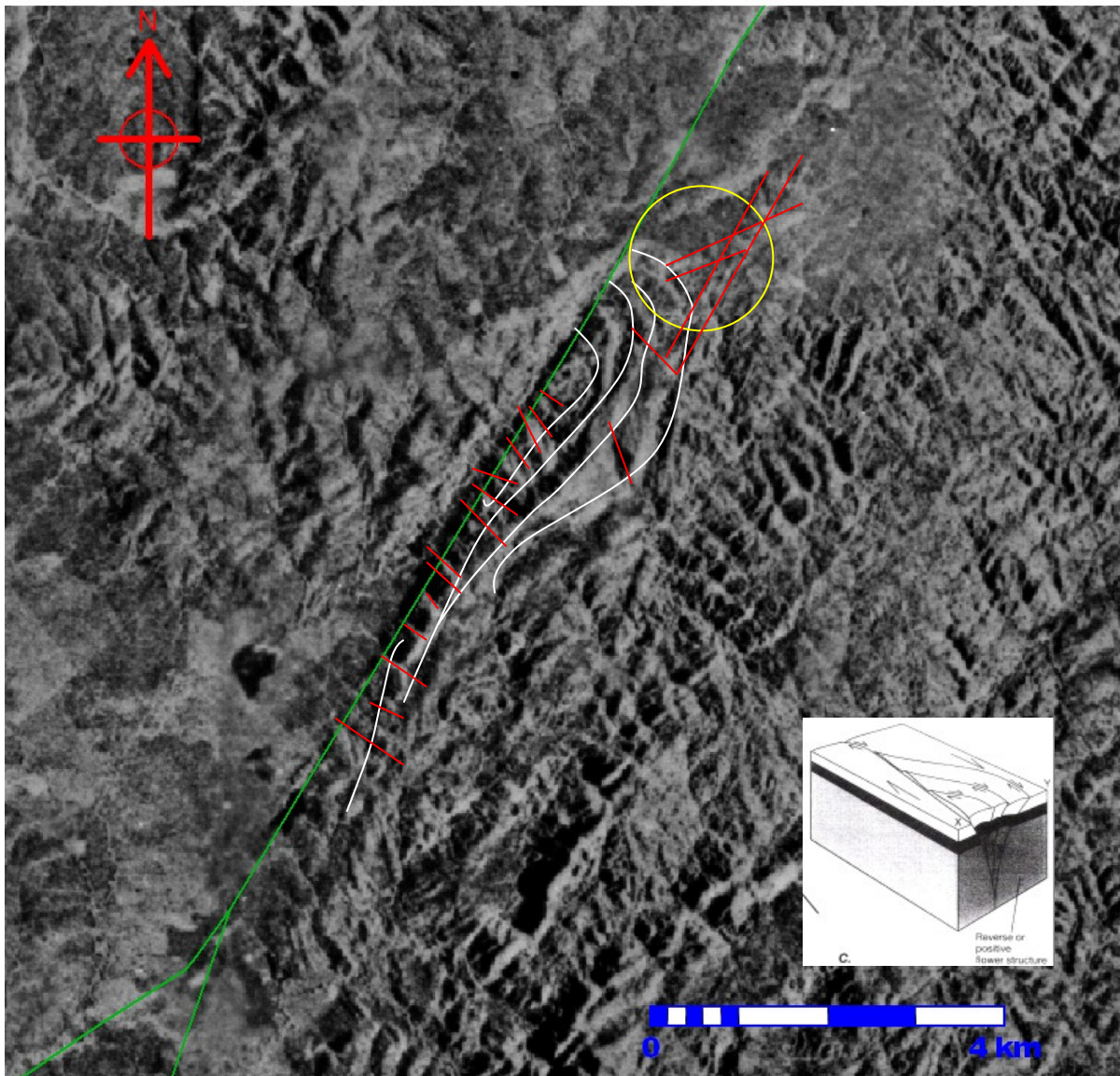


Fig. 7.18 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em branco estrutura em flor positiva. Box: estrutura em flor positiva (segundo Twiss & Moore 1992). O círculo indica a localização aproximada do perfil de eletrorresistividade I-J.

7.5.1 Perfil I-J

O perfil I-J foi feito ao longo da estrada Caçapava do Sul– Lavras do Sul, com 600 m de extensão na direção E-W. No local afloram metarenitos e metapelitos alterados e rochas vulcânicas. Em planta, observam-se feições sigmóides nas rochas sedimentares (Fig. 7.19). O objetivo era verificar o lineamento NNE-SSW que marca o contato entre rochas metamórficas do Pré-Cambriano Médio e da Sequência Vulcanossedimentar 2 (Fig. 7.20).



Fig. 7.19 – Estrutura sigmóide em metapelite (Pré-Cambriano Médio) da seção I-J.

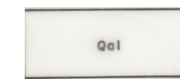
O perfil foi realizado com abertura dos dipolos de 30 m. Os valores obtidos em campo e calculados são apresentados no Quadro 5 (Anexos).

A pseudo-seção, seção modelada e interpretação geológica obtidas a partir dos dados geofísicos estão na figura 7.21.



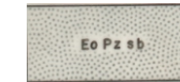
Fig. 7.20 - Mapa geológico com a localização do perfil IJ. Adaptado de Rio Doce Geologia e Mineração S/A (Projeto Cobre 1976). Escala original 1:25.000.

QUATERNÁRIO



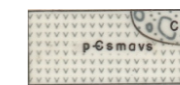
Aluvião, areia e ou cascalho

EO - PALEOZOÍCO

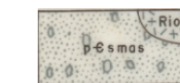


Sequência Vulcano - Sedimentar 4
Conglomerado petromítico marron escuro, arenitos feldspáticos e arcoseanos avermelhados.

EO - CAMBRIANO - PrÉ CAMBRIANO



Sequência Vulcano-sedimentar 2
Andesitos porfíricos, pouco amigdalóides, cinzentos, tufo e brechas vulcânicas andesíticas. Conglomerados vulcânicos de composição andesítica intercalados (Cgv). Arenito marrom claro a médio de textura fina a muito fina, decore bordô a marrom chocolate, mostrando no conjunto boa estratificação. Intercalações de conglomerado tipo "talus", marrom escuro com seixos angulosos a subarredondados e tamanho médio (Cg). Andesitos porfíricos e amigdalóides, cinzentos a marrom escuro (And).

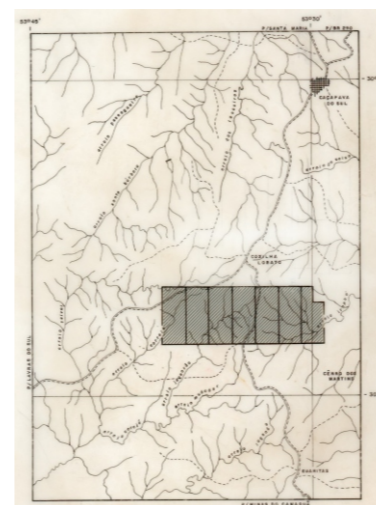
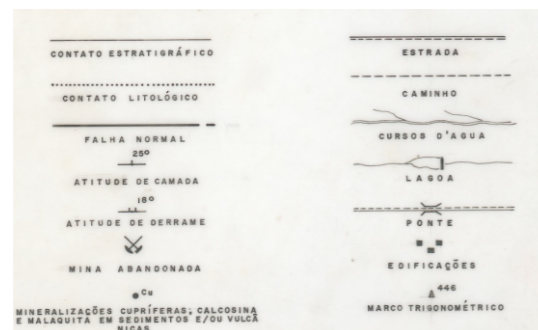


Sequência Vulcano-sedimentar 1
Arcóseos sem litificados, de cor rosado a cinzento com intercalações de rochas andesíticas. Conglomerados e siltitos subordinados.

PrÉ CAMBRIANO MÉDIO



Associações Metamórficas Alóctones da Área Sudoeste
Metabasaltos, as vezes amigdalóides e com frequentes estruturas pillow lavas, subordinadamente gabros e diabásios. Alguns corpos ultrabásicos.



Localização do perfil IJ

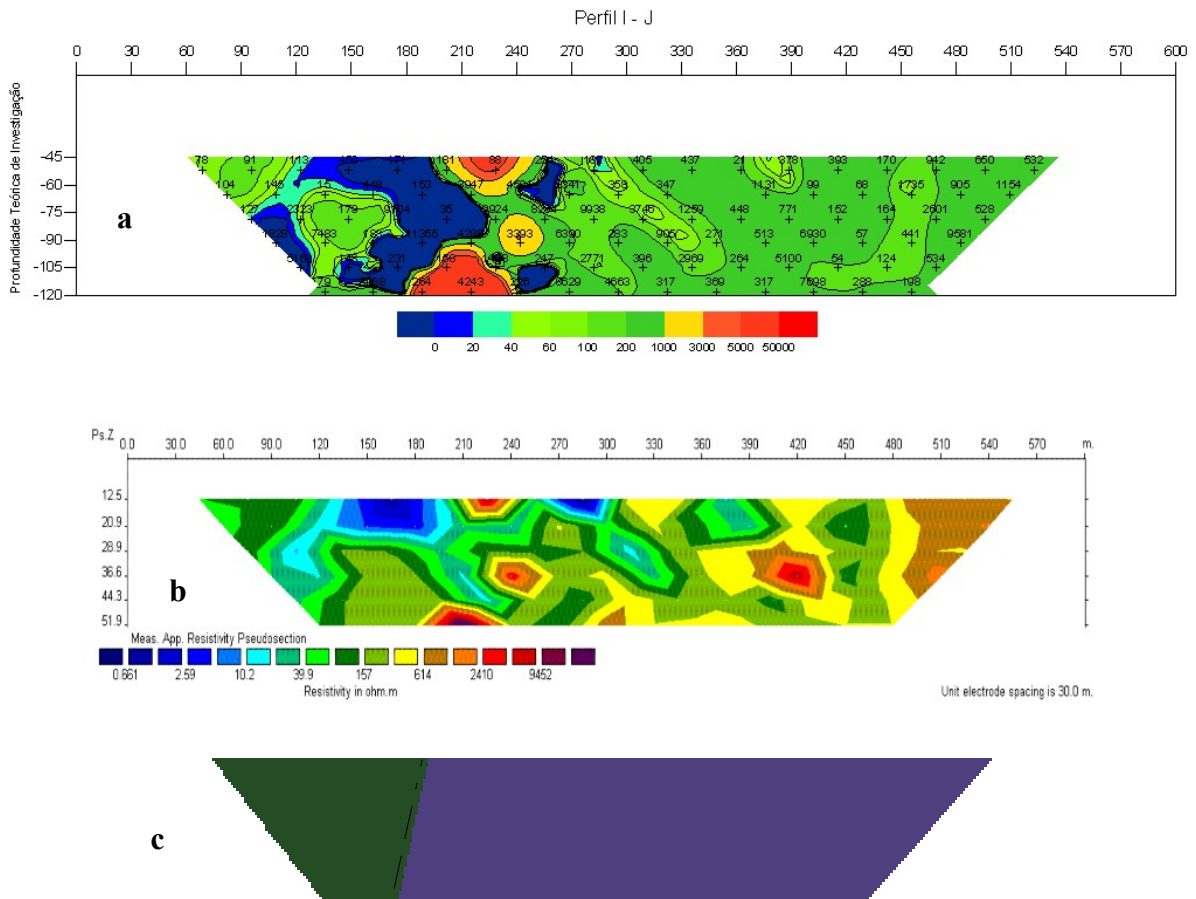


Fig. 7.21 – Perfil I-J. a) – pseudo-seção com os valores de eletroresistividade; b) – seção modelada; c) - interpretação geológica.

As duas unidades analisadas possuem padrões semelhantes de eletroresistividade. O contato entre elas ocorre na estação 180 m. Neste ponto, onde aparecem os mais baixos valores de resistividade, as isolinhas indica a existência de uma estrutura vertical, conforme indicado no mapa geológico (Fig. 7.20). Paralelas a esta zona de mais baixa resistividade, ocorrem anomalias de alta resistividade (estação 220 m pseudo-seção), que não seguem um padrão verticalizado, podendo indicar mudanças composicionais locais.

7.6 Área 6

Localiza-se junto à Falha do Segredo na borda Sudoeste do CGCS onde ocorrem rochas da Seqüência 4 em contato com rochas do Complexo Metamórfico Passo Feio. Nesta área ocorrem feições que podem ser relacionadas a estrutura em flor negativa ou a bacia *pull-apart* preenchida (Fig.7.22).

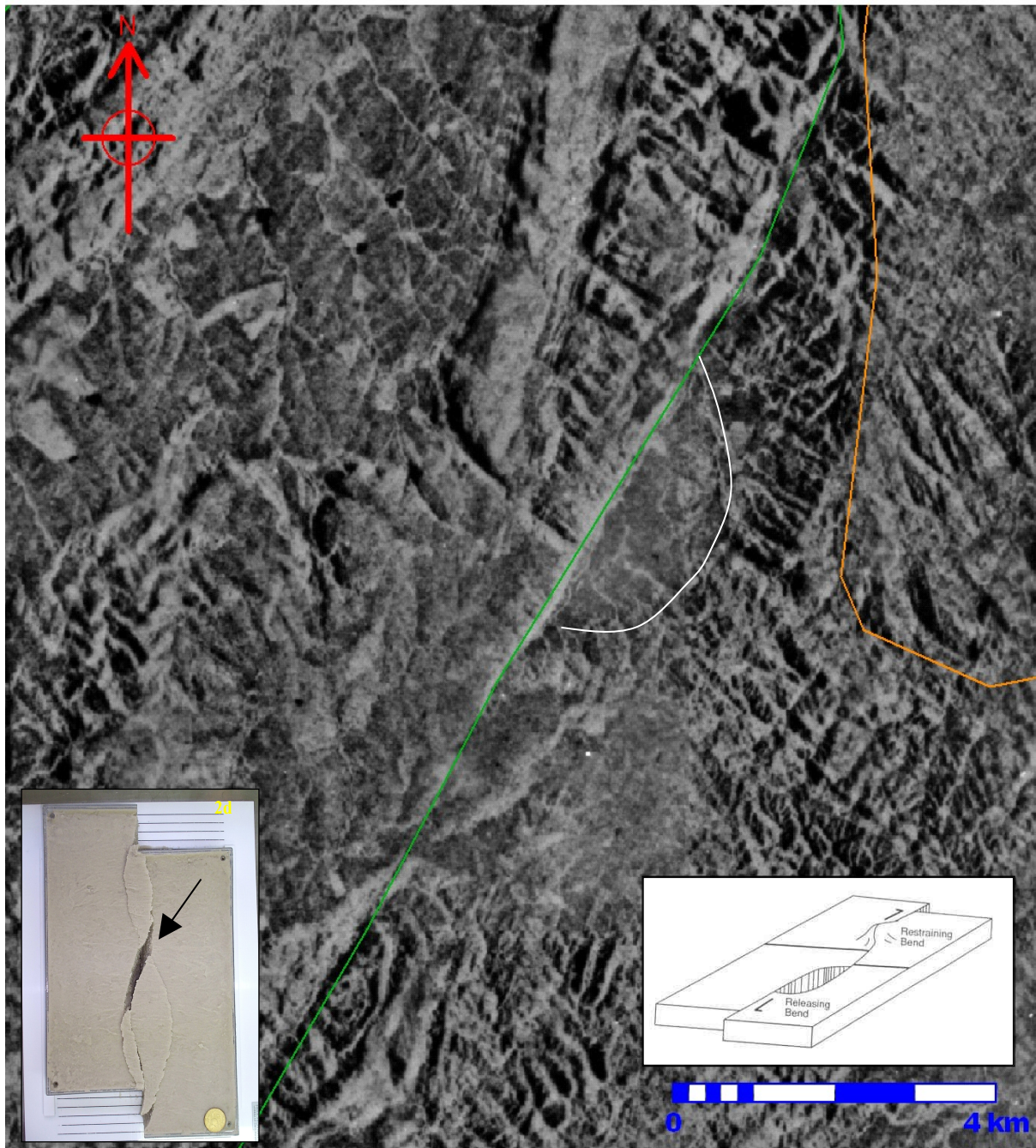


Fig 7.22 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde - lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em laranja – CGCS; em branco - provável estrutura em flor negativa ou bacia *pull-apart* preenchida. Box direita: modelo *pull-apart* (Twiss & Moore 1992); Box esquerda: bacia de *pull-apart* em caixa de areia.

7.7 Área 7

A área 7 abrange o extremo NE da Falha do Segredo, a N do Complexo Granítico Caçapava do Sul, onde ocorrem rochas metassedimentares e metavulcânicas pré cambrianas. Esta região é marcada por um leque imbricado extensional (Fig. 7.23). O que coincide, de maneira geral, com as orientações das estruturas relacionadas ao modelo de Riedel (Fig. 4.2) que sugerem que o sistema de falhas tem deslocamento predominante lateral esquerdo.

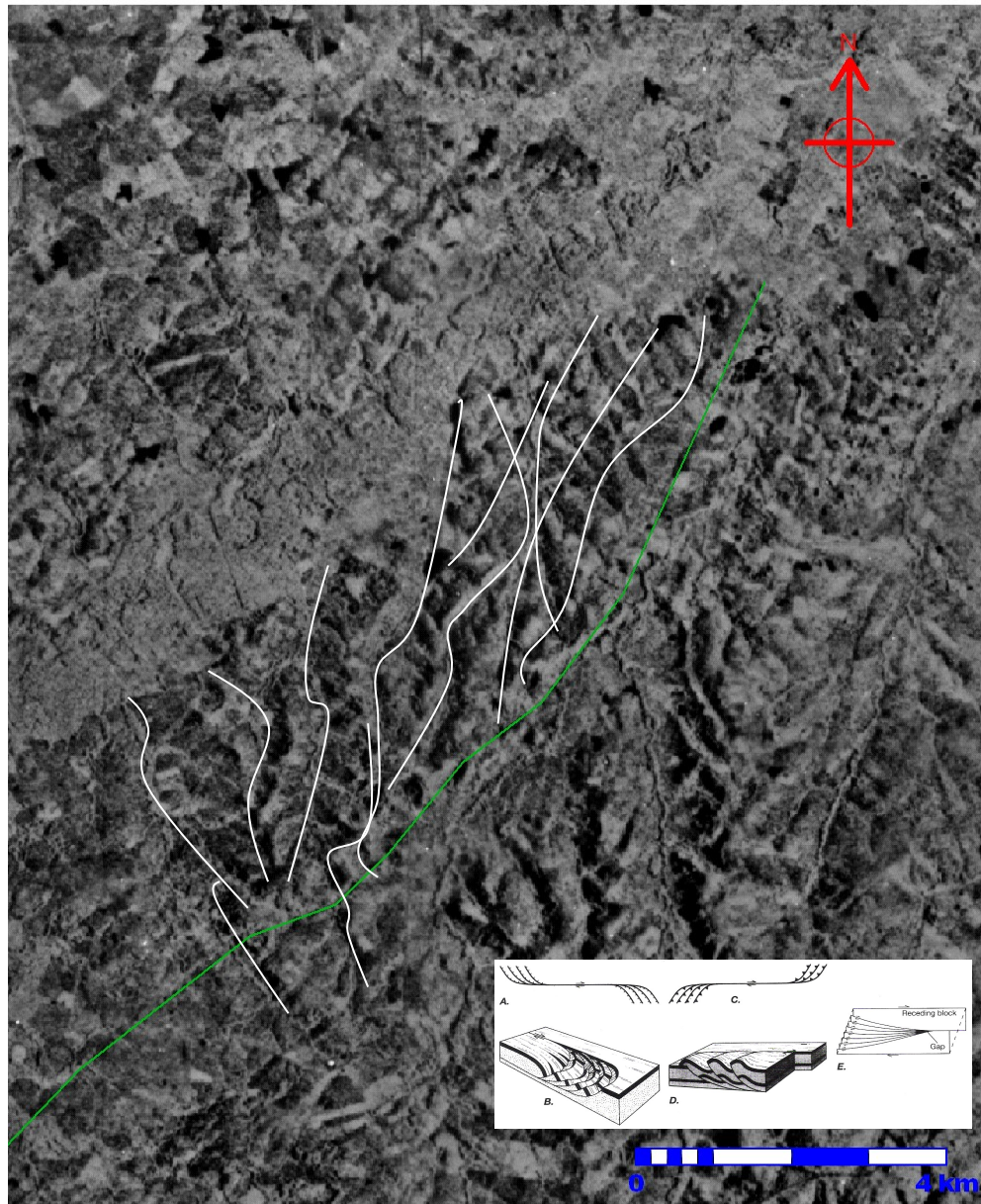


Fig 7.23 – Imagem de radar GEMS 1000, banda X. Em verde – extremidade NE do lineamento principal do Sistema de Falhas Santa Bárbara; em branco - falhas normais NE-SW e NW-SE formando um leque imbricado extensional compatível com movimento lateral esquerdo do sistema de falhas. Box: modelo de leques imbricados e estrutura em cauda de cavalo (segundo Twiss & Moore 1992).

8. Discussão e Conclusões

8.1 Caracterização do sistema de falhas transcorrentes

A análise da imagem de radar GEMS da região Caçapava do Sul – Lavras do Sul (Cap. 7) permite distinguir várias macroestruturas:

- lineamentos NE-SW, retilíneos a ondulados, com dezenas de quilômetros de extensão, relacionados às falhas do Segredo, do Perau e dos Cabritos. Dados de campo confirmam a existência de rochas fraturadas nas zonas de influência desses lineamentos, e perfis de eletrorresistividade comprovam que estes lineamentos associam-se a planos de descontinuidade verticais (Cap. 7 – área 1 ; perfis AB, EF; área 3 - perfis CD e GH ; área 5 – perfil IJ);
- lineamentos secundários, retilíneos, com extensões quilométricas, com orientações predominantes N40W, N40E e N70E (Cap. 7 – áreas 1 e 2);
- áreas soerguidas, associadas aos lineamentos principais, interpretadas como estruturas em flor positivas (Cap. 7 - Fig. 7.11, 7.12, 7.17 e 7.19), (Fig. 7.16, perfil GH, interpretado como plano de falha de uma provável estrutura em flor positiva);
- áreas rebaixadas, associadas aos lineamentos principais, interpretadas como estruturas em flor negativas ou bacias *pull-apart* (Cap. 7 - Fig. 7.22);
- leque imbricado de falhas extensionais, interpretado como zona de terminação de falha transcorrente (Cap. 7 - Fig. 7.23).

Estas macroestruturas na região de Caçapava do Sul – Lavras do Sul, conforme os modelos correntes na literatura (Cap. 4) e as estruturas produzidas em laboratório (Cap. 6), têm suas origens associadas a um sistema de falhas transcorrentes.

Este sistema transcorrente, no âmbito da imagem analisada, tem pelo menos 70 km de extensão e larguras em torno de 40 km.

8.2 Sentido de deslocamento

O arranjo geométrico formado pelas falhas regionais (Falha do Perau, Falha dos Cabritos e Falha do Segredo) e pelos lineamentos secundários, conforme o Modelo de Riedel (Cap. 4), é compatível com um deslocamento lateral esquerdo. Neste caso, os lineamentos N35W são estruturas **R'**, os lineamentos N40E são estruturas **P** e os lineamentos N20E são estruturas **R** (Fig. 7.3 e 7.11), ou seja, os lineamentos secundários mais frequentes (N35W) associam-se às estruturas consideradas no Modelo de Riedel como mais frequentes em sistemas transcorrentes (**R'**).

No caso contrário, para um sentido de deslocamento lateral direito, os lineamentos secundários N35W teriam a orientação das estruturas **X**, tidas na literatura como de rara ocorrência na natureza.

Movimento lateral esquerdo do sistema de falhas também é indicado pela orientação do leque imbricado de falhas extensionais na extremidade NE do sistema (Fig. 7.23).

8.3 Orientação dos eixos principais de *stress*

A orientação espacial das estruturas, seu arranjo geométrico, e o sentido de deslocamento no Sistema de Falhas Santa Bárbara, são compatíveis com eixos principais de *stress* com as seguintes orientações aproximadas:

- σ_1 NS,
- σ_2 vertical,
- σ_3 EW.

8.4 Nível crustal

O Sistema de Falhas Santa Bárbara tem sua atuação marcada por estruturas rúpteis, que devem ser associadas a um nível crustal pouco profundo. A deformação dúctil encontrada na borda W do CGCS deve ser relacionada à temperatura do CGCS durante sua colocação, e não a um nível mais profundo da crosta (e nem a um evento metamórfico).

8.5 Influência na evolução geológica regional

A influência do Sistema de Falhas Santa Bárbara na evolução geológica da região pode ser detectada pela análise das estruturas existentes em cada uma das três principais unidades estratigráficas que ele afeta.

Complexo Granítico Caçapava do Sul

O sentido de deslocamento (lateral esquerdo) e a orientação dos eixos principais de stress (σ_1 N-S, σ_2 vertical, σ_3 E-W) determinados para o Sistema de Falhas Santa Bárbara não confirmam o modelo de colocação do CGCS proposto por Costa *et al.* (1995). Segundo este modelo, a colocação deu-se em zona de transtensão de uma falha transcorrente com deslocamento lateral direito.

A forma e orientação do CGCS (alongado, com eixo maior N-S) podem indicar que a colocação se deu, num sistema de falhas transcorrentes lateral esquerdo, segundo a direção de fraturas (fendas de tensão) que se formam na mesma direção de σ_1 (N-S).

O Sistema de Falhas Santa Bárbara afeta a borda NW do CGCS, onde ocorrem rochas de falha geradas por deformação dúctil, classificadas como milonitos (Cardoso 2005). Estas rochas têm microestruturas de alta temperatura e microestruturas de baixa temperatura, ou seja, a deformação ocorreu na época de colocação do CGCS, durante seu resfriamento.

As rochas da porção NW do CGCS não estão datadas. Se estas rochas fossem datadas, ter-se-ia uma idade em que o Sistema de Falhas Santa Bárbara esteve ativo. As idades disponíveis foram obtidas em amostras coletadas em outras porções do complexo. Elas relacionam-se a uma fácies não foliada, da porção N, com 565 ± 14 Ma, e a uma fácies foliada, da porção SE, com 540 ± 11 Ma (Remus *et al.* 1998). Embora os erros de ± 11 e ± 14 Ma permitam considerar as duas idades como muito próximas, pode-se associar a formação dos milonitos à idade mais nova, de 540 Ma. Considera-se, portanto, que por volta de 540 Ma, durante a colocação de pelo menos uma parte do CGCS, o sistema de falhas estava ativo.

Complexo Granítico Lavras do Sul

O CGLS, apesar de posicionado “dentro” do Sistema de Falhas Santa Bárbara, entre o Lineamento de Ibaré e o Sistema de Falhas Irapuá, não apresenta feições de deformação de alta temperatura, como as verificadas no CGCS.

O CGLS formou-se entre 606 e 599 Ma (Gastal *et al.* 2006). Pode-se deduzir que nesta época o Sistema de Falhas Santa Bárbara não estava ativo, ou não existia. Por outro lado, com base na análise de imagens ASTER, Scherer (2006) determinou o predomínio de lineamentos com orientação NW-SE nesta região (Fig. 5.7), em padrão semelhante ao das estruturas associadas ao Sistema de Falhas Santa Bárbara (R' e P). Assim, pelo menos parte da deformação dútil no CGLS pode ser relacionada ao funcionamento do sistema de falhas.

Sub-bacia Santa Bárbara

As seqüências vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã, desde a mais antiga até a mais nova, estão afetadas pelo Sistema de Falhas Santa Bárbara. Os 4 (quatro) perfis de eletrorresistividade marcam muito bem essas falhas em rochas da Sub-bacia Santa Bárbara. Considerando que a deposição do Alogrupo Santa Bárbara ocorreu entre 559 e 540 Ma (Paim *et al.* 2000), tem-se evidência de que o sistema de falhas esteve ativo por volta de 540 Ma (colocação do CGCS) ou depois.

A existência de uma pequena bacia *pull-apart* na Área 6 (Fig. 7.21) sugere que a própria Sub-bacia Santa Bárbara pode ter sua origem relacionada ao Sistema de Falhas Santa Bárbara.

BILIOGRAFIA

- ALLMENDINGER, R.W.** 2003. Structural Geology. Lecture notes. Cornell University. Disponível: http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/RWA/GS_326/GEOL326.html. Acesso em: 04 ago. 2005.
- AVERY, T.E. & BERLIN, G.L.** 1992. Fundamentals of remote sensing and air photo interpretation. Prentice Hall, New Jersey, 472 p.
- BERTIN, J. & LOEB, J.** 1976. Experimental and theoretical aspects of induced polarization. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, Germany: Geopublicaton Associates, 1, 250pp.
- BITENCOURT M.F.** 1983. Metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS – Geologia e relações com o corpo granítico. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre. *Atas...* Porto Alegre, SBG. p. 37-49.
- CARDOSO, M.D.** 2005. Análise da deformação na borda noroeste do Complexo Granítico Caçapava do Sul. Trabalho de conclusão de curso. Curso de graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 66 p.
- CORDANI, U.G., HALPERN, M., BERENHLC, M.** 1974. Comentários sobre as terminações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: WILLIG, C..D. et alli. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Porto Alegre (SH. 22). Folha Lagoa Mirim (SI. 22)*. Brasília: DNPM. 9, 70-7.
- COSTA, A.F.U., FERNANDES, L.A.D., SHUKOWSKY, W., NARDI, L.V.S., BITENCOURT, M.F.,** 1995. Teste dos modelos tectônicos de posicionamento do complexo granítico de Caçapava do Sul através de estudos de modelagem gravimétrica 3-D. *Revista Brasileira de Geofísica*, 13 (2): 91-101.
- CPRM 1995.** Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SH-22-Y-A-I-4 / Passo do Salsinho/ Estado do Rio Grande do Sul.
- CROWELL, J.C.** 1979. The San Andreas fault system through time: *Geological Society of London Quarterly Journal*, 136, 293-302.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.** 1980. O Craton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais*. Florianópolis: SBG. v.5;p.2879-92.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S., WERNICK, E., SOLIANI JR, E.** 1982. Associações petroTECTônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da Plataforma Sul-Americana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. *Anais*. Salvador: SBG. v. 1, p. 1-12.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S., FAMBRINI, G.** 2000. The Camaquã Extensional Basin: Neoproterozoic-Early Paleozoic Transition in the State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências - Volume Especial*, v. 30, n. 3, p. 438-441.
- FREUND, R.** 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysycs*, 21, 93-134.
- GALLAS, J.D.F., TAIOLI, F., MALAGUTTI FILHO, W., PRADO, R.L. & DOURADO, J.C.** 2001. Métodos e técnicas geoeletricas rasas na delimitação de área afetada por ruptura em teto de túnel urbano. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 19(1), 33-46.
- GASTAL, M.C., LAFON, J.M., FERREIRA, F.J.F., MAGRO, F.U.S., REMUS, M.V.D., SOMMER, C.A.** 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): 109-124.
- GOÑI, J.C., GOSO, H., ISSLER, R.S.** 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eopaleozóico uruguaio e sul-riograndense. *Avulso da Escola de Geologia* 3, 1-105.

- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D.** 1979. Structural style, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **63**, 1016-1058.
- HOBBS, W. H.** 1904. Lineaments of the Atlantic border region. *Geological society of America Bulletin*, **15**, 482-506
apud O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D. & POHN, H.A.. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-9.
- JOST, H. & HARTMANN, L. A.** 1984. A Província Mantiqueira setor meridional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Eds.) *Pré-Cambriano do Brasil*, Edgard Blücher. São Paulo: p. 345-68.
- LIMA, M.I.C.** 1995. Introdução à interpretação radargeológica. Série *Manuais Técnicos em Geociências*, 3 IBGE, Rio de Janeiro, 124 p.
- LOWRIE, W.**, 1997. "Fundamentals of Geophysics", Cambridge University Press, Pag. 29-91
- MARTINS, E., ELY, F.M., SANTOS, T.R., KERN, H.P.** 2000. Relatório da disciplina Tectônica e Sedimentação. Curso de Graduação em Geologia, Unisinos.
- MATHER, P.M.** 2004. Computer processing of remotely sensed images: an introduction. John Willey, Londres. 324 p.
- MENESES P.R. & NETTO J.S.M.** (Orgs) 2000. Sensoriamento remoto: reflectância dos alvos naturais. Editora UnB, Brasília, 262 p.
- NARDI, L.V.S.** 1983. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Tese de Doutorado, Univ. de Londres, 268 p.
- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D. & POHN, H.A.** 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-9.
- PAIM, P. S. G. ; LOPES, R. C. ; CHEMALE JR, F.** 1995. Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do Rs. In: VI SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1995, Porto Alegre. Boletim de Resumos Expandidos (Palestras). PORTO ALEGRE : Sociedade Brasileira de Geologia, p. 39-50.
- PAIM, P. S. G. ; CHEMALE JR, F., LOPES, R. C.** 2000 . A Bacia do Camaquã. In: Michel Holz; Luiz Fernando De Ros. (Org.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. , p. 231-274.
- PAIM, P. S. G. ; LOPES, R. C.** 1999. Geologia da região das Minas do Camaquã. In: Luis Henrique Ronchi; Anderson Lobato. (Org.). *As Minas do Camaquã*. 1 ed. São Leopoldo: Editora Unisinos, v. , p. 111-132.
- PAIM, P.S.G., CHEMALE JR., F., LOPES, R. C.** 1999. A Bacia do Camaquã. In: M. Holz & L. F. De Ros (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*, 231-274.
- PEACOCK, D.C.P., KNIPE, R.J., SANDERSON, D.J.** 2000. Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, **22**, 291-305.
- PICADA, R. S.** 1971. Ensaio Sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. caracterização dos sistemas de falhas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo: SBG. v.1, 167-91.
- PRICE, N.J. & COSGROVE, J.W.** 1994. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge, 502 p.
- RANALLI, G.** 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, **32**, 65-76.
- RAMBERG, H.** 1981. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London.
- REMUS, M. V. D., HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R.** 1997. Zircon SHRIMP U/Pb dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an

- Archaean/Paleoproterozoic basement. In: II International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 1997, Salvador, BA. Extended Abstracts and Program, v. 1. p. 271-272.
- RIBEIRO, M., BOCCHI, P. R., TESSARI, R. I., FIGUEIREDO FILHO.** 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Brasil. DNPM. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral* 127, 1-232.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D.** 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6(5), 444-458.
- SANTOS, E.L., BECKEL, J., MACEDO, P. M., GONZALES FILHO, F., CHABAN, M.** 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano – Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais*. Recife: SBG, v. 2, p. 670-84.
- SCHERER, O.B.** 2006. Avaliação da aplicabilidade de técnicas de sensoriamento remoto como apoio do mapeamento geológico na região de Lavras do Sul – RS. Trabalho de conclusão de curso. Curso de Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 67 p.
- SOLIANI JR., E.** 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado. IG/USP, 425 p.
- SULSOFT.** Guia do ENVI em português. Disponível em: <http://www.envi.com.br> (acesso em 29/11/2006).
- SWANSON, M.T.** 1988. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, 10(8), 813-828.
- SYLVESTER, A.G.** 1988, Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.
- TCHALENKO, J.S.** 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1625-1640.
- TWISS, R.J. & MOORE, E.M.** 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532p.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P., SELLY, D.R.** 1973. Basic wrench tectonics. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57(1), 74-96.
- WISE, D.V., DUNN, D.E., ENGELDER, J.T., GEISER, P.A., HATCHER, R.D., KISH, S.A., ODOM, S.A., SCHAMEL, S.** 1984. Fault related rocks: suggestion for terminology. *Geology*, 12, 391-394.
- WOODCOCK, N.H.** 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London*, A (317), 13-29.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M.** 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8(7), 725-735.
- ZOLNAI, G.** 1991. Continental wrench-tectonics and hidrocarbon-habitat. The American Association of Petroleum Geologist, Continuing Education Course Note Series, 30, 152pp.