

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO COMPLEXO ARROIO DA PORTEIRA, BAGÉ-RS.

LANYS MICHAEL VACCARI RUPPEL

ORIENTADOR

Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

SUPERVISORES

Geól. Eduardo Camozzato

Geól. Dr. Ricardo da Cunha Lopes

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

Geól. Dra. Carla Klein

COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS

Prof. Dra. Andrea Ritter Jelinek

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro/2010.

Agradecimentos

Agradeço a Deus, meu refúgio e fortaleza, pelo dom da vida.

Aos meus pais Cornélius e Vanda por todo o suporte necessário e por não terem medido esforços em prol de minha formação.

A UFRGS e ao Instituto de Geociências pelo ensino de qualidade.

Ao meu orientador Prof. Ruy Paulo Philipp pela paciência, dedicação e afinco.

Aos meus supervisores Eduardo Camozzato e Ricardo da Cunha Lopes pela constante disponibilidade e pelas instigantes ideias.

Ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM nas pessoas de José Alcides Fonseca Ferreira - Superintendente Regional e Norberto Lessa Dias - Gerente de Geologia e Recursos Minerais pelo fornecimento de um material de indizível valor para a realização deste trabalho.

Ao geólogo Jorge Henrique Laux pelos valiosos ensinamentos acerca da evolução tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Resumo – O Complexo Arroio da Porteira ocorre como um corpo alongado no sentido E-W na porção sudoeste do Escudo Sul-Rio-Grandense fazendo parte do Terreno São Gabriel. A análise das fotografias aéreas e o mapeamento geológico permitiram identificar uma composição dominada por metasiltilitos, com ocorrência subordinada de metapelitos e metarenitos finos a grossos, constituindo lentes de espessuras métricas. A análise estrutural revelou que o Complexo foi submetido a esforços compressivos sob condições dúcteis gerando nos metamorfitos uma clivagem ardosiana. A análise das relações entre as foliações permitiu reconhecer quatro eventos distintos de deformação e três fases de dobramento (F2, F3 e F4). O primeiro evento gerou uma clivagem ardosiana, o segundo evento gerou uma clivagem de crenulação caracterizadas como foliações metamórficas S1 e S2, enquanto os últimos eventos estão marcados pela formação de dobras com clivagens de fratura associadas. O baixo ângulo observado entre a lineação mineral e atitude média da clivagem ardosiana é indicativo de que a estruturação da área é o resultado de uma deformação transcorrente. O grau de metamorfismo do Complexo Arroio da Porteira varia de muito baixo a baixo, gradando de condições anquimetamórficas. A transição das condições diagenéticas para o início do metamorfismo foi corroborada pela caracterização de ilita metamórfica nas análises de Difractometria de raios X e pelas paragêneses com clo+musc+qz e clo-ep-musc-qz. Os dados disponíveis sobre a sedimentação indicam um pacote homogêneo de metasiltilitos micáceos com lentes restritas de metarenitos quartzosos finos a médios, maduros, de classificação variada e seleção média. A estrutura principal dos metasiltilitos é plano-paralela, enquanto nos metarenitos é maciça. Estas características sugerem que os metassedimentos da área de estudo foram gerados em ambiente plataformal profundo com sedimentação associada a correntes de turbidez vinculadas a leques submarinos. Posteriormente estes corpos foram deformados e parcialmente metamorfizados sob ação de um regime predominantemente compressivo e transcorrente, caracterizando a formação da estrutura tectônica conhecida como Lineamento de Ibaré.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno São Gabriel, Complexo Arroio da Porteira, Metassedimentos, Tectônica.

Abstract - The Arroio da Porteira Complex occurs as an EW elongated body towards the southwestern portion of the Sul-Rio-Grande Shield, named São Gabriel Terrane. The analysis of aerial photographs and geological mapping have identified a composition dominated by siltstones, with subordinate occurrence of pelites and fine to coarse metarenites, forming lens of metric thickness. Structural analysis revealed that the complex was subjected to compressive stress under conditions resulting in ductile metamorphic slate cleavage. The relations between foliations allowed us to recognize four different events for three phases of folding (F_2 , F_3 and F_4). The first event generated a S_1 penetrative slate cleavage, the second event produced a S_2 crenulation cleavage, while the latter events are marked by the formation of folds associated with cleavage fracture S_3 and S_4 . The low angle observed between the mineral lineation and average attitude of slate cleavage is indicative that the structuring of the area is the result of a strike-slip deformation. The metamorphic grade of the Arroio da Porteira Complex varies from very low to low, range to anchimetamorphic conditions. The transition from diagenetic conditions to anchimetamorphism was corroborated by the characterization of metamorphic illite in the analysis of X-ray diffraction and the paragenesis with musc+clo+qz and musc+clo+ep+qz. The data on sedimentation indicate a homogeneous package of micaceous metasilites with lenses restricted of fine to medium quartzose metarenites, matures, rating and varied, with medium selection. The main structure of metasilites is plane-parallel, while in metarenites is massive. These features suggest that the metasediments of the study area were generated in an environment of deep shelf sedimentation associated with turbidity currents linked to the submarine fans. Later these bodies were deformed and partially metamorphosed under the action of a dominantly compressive and transcurrent regime, characterizing the formation of tectonic structure known as Ibaré Lineament.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Arroio da Porteira Complex, metasediments, Tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada e municípios abrangidos pela área do projeto: 1 - Dom Pedrito; 2 – Bagé (Dados do Projeto).....	12
Figura 2 - Mapa de estradas de acesso a área do Complexo Arroio da Porteira (Dados do Projeto).....	13
Figura 3 – Quadro de classificação de bacias (modificado a partir de DICKINSON, 1974b, 1976a, e INGERSOLL, 1988b).....	16
Figura 4 - Exemplos antigos e modernos de tipos de bacias (BUSBY & INGERSOLL, 1995).....	19
Figura 5 - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com as principais unidades geotectônicas. Legenda: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, c= Terreno Punta del Este, 1= Terreno Taquarembó, 2= Terreno Rivera, 3= Terreno Valentines. (Modificado de HARTMANN et al. 2007).....	22
Figura 6 - Localização da área do projeto em relação ao Escudo Sul-Rio-Grandense (Fonte: Camozzato & Lopes 2009).....	25
Figura 7 – Mapa demonstrando a localização da área de estudo e litologias adjacentes (Dados do Projeto).....	26
Figura 8 - A esquerda exemplo de recobrimento feito durante um vôo e a direita esquema de um estereoscópio (Dados do Projeto).	29
Figura 9 – Quadro onde estão descritos os principais elementos visuais considerados em uma interpretação fotogeológica.....	30
Figura 10 - Fotoíndice da área de estudo (retângulo vermelho) e adjacências.....	31
Figura 11 - (A) Vista geral da morfologia da área de estudo ressaltando o padrão dentrítico e pinado da rede de drenagens (vista para NE a partir da fazenda Cerro Preto); (B) metapelito ressaltando a clivagem ardosiana bem definida; (C) Níveis arenosos reliquiares em metaquartzo arenito; (D) Superfície de acamamento primário em metasiltito; (E) Dobra F ₂ da segunda fase de deformação regional; (F) Clivagem de fraturas da fase D ₃ . Fotos: Ruy Paulo Philipp.....	33
Figura 12 - Rede de Equiárea de Schmidt (modificado de LOCZY & LADEIRA 1980).	34
Figura 13 - Diagrama (ou Rede) de Kalsbeek (modificado de LOCZY & LADEIRA 1980).....	35

Figura 14 - Esquema geral com os principais componentes do microscópio petrográfico utilizado no trabalho.	36
Figura 15 - Diagrama para classificação de arenitos (FOLK, 1968), (A) Constituintes. (B) Classificação.	37
Figura 16 - Representação da difração de raios X por um cristal (baseado em SKOOG <i>et al.</i> , 2002).	39
Figura 17 - (A) Feições do relevo do Complexo Arroio da Porteira, em primeiro plano região de domínio de metassiltitos/metapelitos e ao fundo cristas de metarenito; (B) Vista geral demonstrando relevo típico de área dominada por metassilito em primeiro plano e cristas de metarenito ao fundo.	44
Figura 18 - (A) Vista geral destacando cristas de metarenito de espessuras centimétricas e o padrão pinado de drenagem ao fundo; (B) Intercalação de lentes de metarenito (boudinado) com metassilito; (C) Amostra de metarenito com estrutura maciça; (D) Afloramento na localidade do Cerro Preto demonstrando camadas de metarenitos intercaladas.	46
Figura 19 - Distribuição dos metarenitos Arroio da Porteira distribuídos segundo classificação de Folk (1968).	47
Figura 20 - Aspecto textural dos arenitos. (A) EC-30. (B) LR-11A. (C) RL-09B. (D) RL-09A.	48
Figura 21 - Aspecto textural dos arenitos. (A) EC-428B. (B) EC-428B. (C) RL-14A. (D) RL-14A.	49
Figura 22 - Aspecto textural dos arenitos. (A) LR-27A. (B) LR-27A. (C) EC-29. (D) EC-29.	50
Figura 23 - Aspecto textural dos arenitos. (A) LR-12B. (B) EC-301A. (C) GR-14A. (D).	51
Figura 24 - (A) Pequena crista de Metassilito; (B) Detalhe de acamamento primário em metassilito; (C) Detalhe de relação entre clivagem ardósiana (traço preto grosso) e lineação mineral (traço preto fino) em metassilito; (D) Dobras F4 em Metassilito.	52
Figura 25 - Desenho esquemático demonstrando as relações entre S0, S1 e S2 como comumente vistos em lâminas (Dados do Projeto).	53

- Figura 26 - Fotomicrografias de Metassiltitos. (A) Acamamento primário bem destacado pela variação composicional; (B) Detalhe de acamamento primário; (C) e (D) Clivagem ardosiana em níveis ricos em quartzo.54
- Figura 27 - (A) Detalhe de clivagem ardosiana em metapelito; (B) Clivagem de crenulação e dobra F2; (C) Clivagem de fratura F4; (D) Dobra F3 em metapelito.55
- Figura 28 - Desenho esquemático feito a partir de observações em lâmina delgada demonstrando a relação entre S0, S1 e S2 em metapelitos (Dados do Projeto).56
- Figura 29 - Fotomicrografias de metapelitos com as imagens que permitiram estabelecer as relações demonstradas na figura anterior (Fig. 28). (A) e (B) relação entre acamamento primário, S1 e S2; (C) Micrólitos rotacionados de níveis ricos em quartzo; (D) Detalhe de micrólitos.57
- Figura 30 – (A) Afloramento de metaperidotito em meio a metassedimentos (linha em preto marcando o contato entre ambos); (B) Visão geral de afloramento de metaperidotito composto por blocos; (C) Amostra macroscópica de metaperidotito. 58
- Figura 31 - (A) Metaperidotito visto em lâmina delgada destacando textura cumulática LX. (B) Metaperidotito visto em lâmina delgada LN. (C) Detalhe demonstrando cristais de Olivina e Piroxênios serpentinizados. (D) Detalhe demonstrando cristais de Olivina e Piroxênios.59
- Figura 32 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para acamamento primário.60
- Figura 33 - Figura demonstrando a fotointerpretação de lineamentos do Complexo Arroio da Porteira (Dados do Projeto).61
- Figura 34 - Fotointerpretação demonstrando as diferenças litológicas que compõe o Complexo Arroio da Porteira, as zonas de cisalhamento e outros lineamentos marcantes (Dados do Projeto).62
- Figura 35 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S1.63
- Figura 36 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S2.64
- Figura 37 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F2.65

Figura 38 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando lineação mineral para F2.....	65
Figura 39 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S3.	66
Figura 40 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F3.....	66
Figura 41 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S4.	67
Figura 42 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F4.....	67
Figura 43 – Mapa demonstrando a variação de minerais metamórficos na área estudada verificados em lâminas delgadas (Dados do Projeto).....	70

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. Objetivos	11
1.2. Localização da área	11
1.3. Revisão conceitual – Tipos de bacias sedimentares.....	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO	21
3. METODOLOGIA.....	28
3.1. Análise de Fotografias Aéreas	28
3.2. Trabalho de Campo.....	31
3.3. Geologia Estrutural.....	33
3.4. Análise Petrográfica	35
3.5. Difractometria de raios X.....	38
3.5.1. Metodologia de preparação de amostras	40
3.5.2. Condições Analíticas	41
4. DISCUSSÕES E RESULTADOS	43
4.1. Introdução	43
4.2. Tipos Litológicos	44
4.2.1. Metarenitos.....	44
4.2.2. Metasiltitos.....	51
4.2.3. Metapelitos	54
4.2.4. Metaperidotitos	57
4.3. Geologia Estrutural.....	59
4.4. Metamorfismo	68
4.5. Conclusões	71
5. REFERÊNCIAS	73

1. INTRODUÇÃO

As bacias sedimentares preservam um importante registro dos ambientes e dos processos tectônicos que moldaram a superfície terrestre, além de conterem importantes depósitos de recursos naturais, tais como água, petróleo e recursos minerais.

Um fator a ser considerado em estudos de bacias pré-cambrianas e deformadas é o grau de preservação das assembléias tectono-estratigráficas. Uma distinção importante deve ser feita entre a preservação de uma bacia e a preservação do preenchimento de uma bacia, por vezes o potencial de preservação da bacia é baixo apesar de haver preservação moderadamente alta de estratos, este é o tema abordado neste trabalho, a preservação de estratos de uma bacia antiga, provavelmente de idade Neoproterozóica.

O Complexo Arroio da Porteira é composto por metassedimentos que variam de muito baixo a baixo grau, dentre os quais podemos destacar metasiltitos como litologias dominantes, subordinadamente ocorrem pacotes de metarenitos e metapelitos.

A área correspondente ao Complexo Arroio da Porteira tem sido descrita ao longo dos anos apenas em trabalhos de escala regional que a localizam temporal e espacialmente em relação a evolução tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense, carecendo portanto de levantamentos sistemáticos.

Este trabalho foi desenvolvido em parceria com a CPRM – Sureg Porto Alegre a qual forneceu dados de campo, informações cartográficas e um conjunto de 35 lâminas delgadas para análise petrográfica através do Projeto Hulha Negra – CPRM e em especial contando com supervisão dos geólogos Eduardo Camozzato e Ricardo da Cunha Lopes.

O desafio de contribuir sobre a gênese e evolução da área nos impeliu a abordar duas questões fundamentais: reconhecer o(s) ambiente(s) de sedimentação que originaram o Complexo Arroio da Porteira e caracterizar os principais processos metamórficos e deformacionais que posteriormente atuaram nos sedimentos.

Para atingir estes objetivos foram utilizadas técnicas de mapeamento geológico geologia estrutural, análise petrográfica e análises por Difractometria de Raios X.

Tais ferramentas possibilitaram uma caracterização geológica e estrutural da área, cujos resultados serão apresentados a seguir.

1.1. Objetivos

Este trabalho teve como objetivo definir, para o Complexo Arroio da Porteira, o principal ambiente deposicional com base nos elementos levantados em campo e na análise petrográfica e estrutural dos metassedimentos. Estas informações serão integradas com as disponíveis na literatura para definir o modelo de evolução tectônica da área de estudo. Os principais dados geológicos (primários e tectônicos) para as litologias desta unidade litoestratigráfica serão apresentados em mapas integrados.

Neste estudo tentou-se contribuir de maneira efetiva para o entendimento da evolução tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense através da interpretação dos eventos sedimentares e deformacionais identificados no Complexo Arroio da Porteira.

1.2. Localização da área

A área de estudo localiza-se na região centro sul do estado do Rio Grande do Sul, e está inserida quase na sua totalidade na folha Passo do Tigre (SH.22-Y-C-I-1) de escala 1:50.000. Os municípios abrangidos são Bagé e Dom Pedrito (Fig. 1).

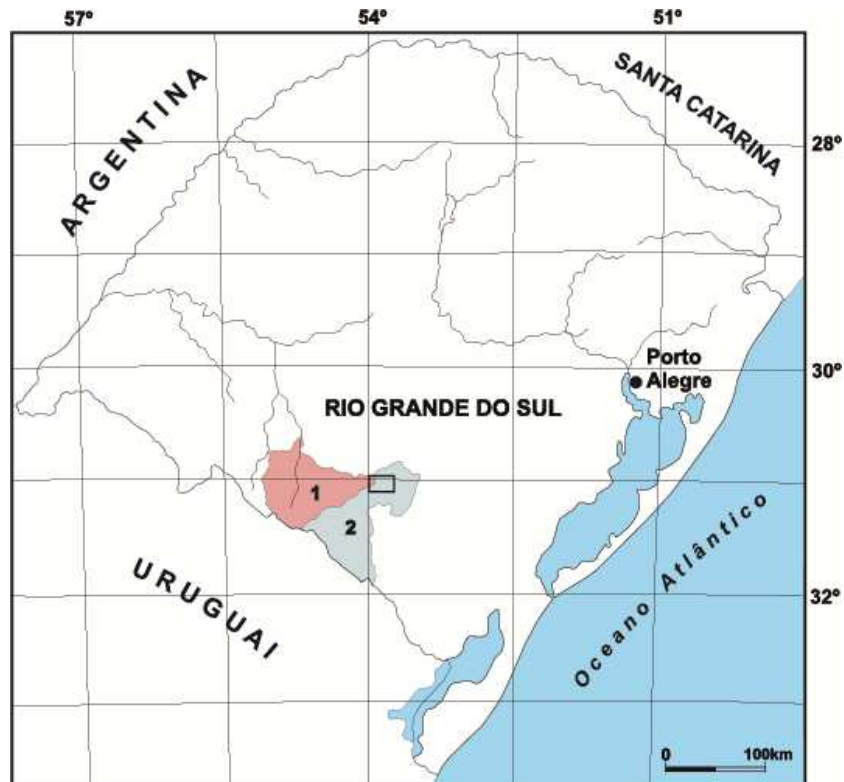


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada e municípios abrangidos pela área do projeto: 1 - Dom Pedrito; 2 – Bagé (Dados do Projeto).

O acesso principal à área é feito via estradas que ligam os municípios de Bagé e Lavras do Sul. O acesso a área oeste do Complexo Arroio da Porteira é feito via RS-473 e o acesso a área leste é realizado via estrada vicinal (Fig. 2). Para acessar o interior da área estudada fez-se uso, principalmente, de estradas de propriedades rurais.

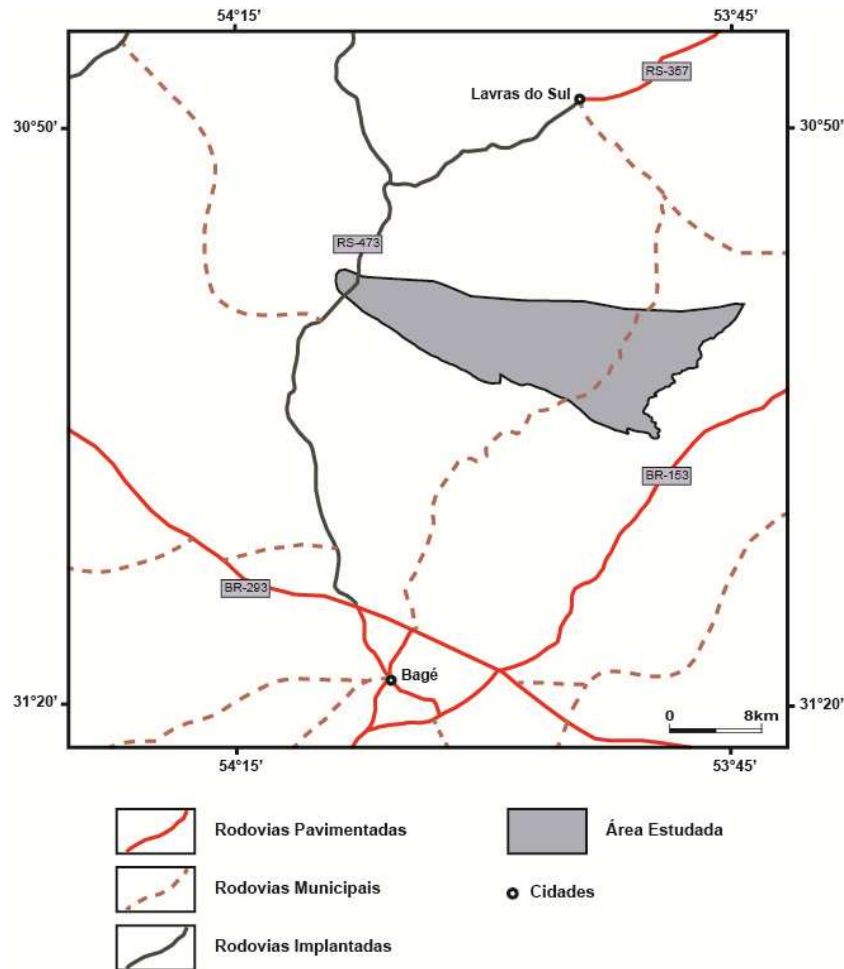


Figura 2 - Mapa de estradas de acesso a área do Complexo Arroio da Porteira (Dados do Projeto).

1.3. Revisão conceitual – Tipos de bacias sedimentares

Uma bacia sedimentar pode ser definida como uma zona subsidente preenchida por um certo volume de sedimentos, com uma espessura de pelo menos um quilômetro, preservados de uma forma relativamente simples.

Os fatores essenciais à formação de uma bacia sedimentar são:

- espaço físico para a acumulação de sedimentos (zonas deprimidas);
- relevo envolvente que possa alimentar a formação de sedimentos;
- transporte destes sedimentos para as zonas deprimidas,

ou seja, uma bacia sedimentar forma-se porque há sedimentos, resultantes da erosão de rochas preexistentes, que são transportados para uma região deprimida do substrato, mais ou menos bem definida.

A conceitualização e classificação de bacias sedimentares apresentada a seguir está embasada nos trabalhos de Dickinson (1974b, 1976a) e Ingersoll (1988b). Alguns tipos de bacias são compreendidos com grande riqueza de detalhes, inclusive através de modelos quantitativos sofisticados. Alguns outros tipos, entretanto, permanecem quase desconhecidos. Uma parcela pequena das bacias sedimentares são ainda praticamente ignoradas pelos modelos propostos. Este fato talvez esteja relacionado com as dificuldades de modelamento quantitativo ou porque os proponentes desconhecem a existência desses tipos como sendo uma classe de bacia sedimentar. A extensa relação de Ingersoll (1988b) contém 23 tipos de bacias, mas esse número elevado reflete fielmente a complexidade do mundo real. O quadro abaixo (Fig. 3) relaciona 26 tipos de bacia, refletindo um aumento do número de tipos de bacias associados a novas informações advindas da descoberta de novos processos da tectônica de placas.

AMBIENTE GEOTECTÔNICO DIVERGENTE	
Vale de <i>rift</i> continental	<i>Rift</i> contido em crosta continental, muitas vezes associado com vulcanismo bimodal
Depressão <i>rift</i> proto-oceânica	Pequena bacia oceânica com assoalho de crosta oceânica e limitada por margens continentais de <i>rift</i> e jovens
AMBIENTE GEOTECTÔNICO INTRAPLACA	
Elevação (<i>rise</i>) e terraço (<i>terrace</i>) continental	Margens continentais com <i>rifts</i> maduros, em ambiente geotectônico intra-placa, na interface continente-oceano
Banco (<i>embankment</i>)	Cunha sedimentar progradacional formada fora dos limites de margem continental afetada por <i>rifts</i>
Bacia intracratônica	Ampla bacia cratônica sobre assoalho que contém <i>rift</i> fóssil na zona axial
Plataforma (<i>Continental platform</i>)	Cráton estável coberto por estratos sedimentares finos e de grande extensão

Bacia oceânica em atividade	Bacia sobre assoalho de crosta oceânica, formada em limite divergente de placa, sem relação com sistemas arco-fossa (espalhamento ainda ativo na cadeia)
Ilha oceânica, cadeia asísmica e platô	Prismas sedimentares e plataformas formadas em ambiente geotectônico intra-oceânico (arco magmático não incluído)
Bacia oceânica dormente	Bacia sobre assoalho de crosta oceânica, que não está abrindo ou em processo de subducção ativo (sem limite ativo de placa dentro ou próximo da bacia)
AMBIENTE GEOTECTÔNICO CONVERGENTE	
Bacia de fossa	Profunda depressão formada pela subducção de litosfera oceânica
Bacia do talude da fossa	Depressão estrutural localizada, formada sobre o complexo de subducção
Bacia defronte ao arco (<i>forearc</i>)	Bacia dentro do intervalo arco-fossa
Bacia intra-arco	Bacia ao longo da plataforma do arco, e que inclui vulcões superpostos
Bacia retro-arco (<i>backarc</i>)	Bacia oceânica localizada atrás de arco magmático intra-oceânico (inclui bacia inter-arco, entre arco ativo e dormente), e bacia continental atrás de arco magmático de margem continental que não contenha cinturão dobra-empurrão de ante-país (<i>foreland foldthrust</i>)
Bacia de ante-país retro-arco (<i>retroarc foreland</i>)	Bacia de ante-país no lado continental de sistema arco-fossa de margem continental (formada por compressão e/ou colisão relacionada à subducção)
Bacia oceânica remanescente (<i>remnant</i>)	Bacia oceânica minimizada, retida entre margens continentais colisionais e/ou sistemas arco-fossa, e que em última instância é subductada ou deformada em cinturão de sutura
Bacia de ante-país	Bacia de ante-país acima da margem continental

periférica (<i>peripheral foreland</i>)	afetada por <i>rifts</i> e que foi subductada durante colisão crustal (tipo primário de ante-país relacionado a colisão)
Bacia <i>piggyback</i>	Bacia formada e transportada no cimo de fatias de empurrão (<i>thrust sheets</i>) em movimento
Bacia intermontana de ante-país (<i>foreland intermontane</i> ou <i>broken foreland</i>)	Bacia formada entre soerguimentos com núcleos de embasamento, em ambiente de ante-país
AMBIENTE GEOTECTÔNICO TRANSFORMANTE (bacias relacionadas a falhas transcorrentes)	
Bacia transtensional	Bacia formada por extensão ao longo de sistema de falhas direcionais (<i>strike-slip</i>)
Bacia transpressional	Bacia formada por compressão ao longo de sistema de falhas direcionais (<i>strike-slip</i>)
Bacia transrotacional	Bacia formada por rotação de bloco crustal ao redor de eixo vertical dentro de sistema de falhas direcionais (<i>strike-slip</i>)
AMBIENTE GEOTECTÔNICO HÍBRIDO	
Bacia intra-continental distal (<i>wrench</i>)	Vários tipos de bacias formadas dentro e sobre a crosta continental, devido a processos colisionais distantes
Aulacógeno	Antigos <i>rifts</i> falhados, posicionado em ângulo alto com relação a uma margem continental, e que foi reativada durante tectônica convergente; formam ângulo alto com relação a um cinturão orogênico
Impactógeno	<i>Rift</i> formado em ângulo alto com relação a um cinturão orogênico, sem história pré-orogênica (contrasta com aulacógeno)
Bacia sucessora	Bacia formada em ambiente intermontano, após o fim da atividade orogênica ou tafrogênica local

Figura 3 – Quadro de classificação de bacias (modificado a partir de DICKINSON, 1974b, 1976a, e INGERSOLL, 1988b).

A classificação mais abrangente de bacias sedimentares relacionadas aos processos da tectônica de placas foi proposta originalmente por Dickinson (1974b, 1976a). Esta classificação foi modificada e atualizada, com base em Ingersoll (1988b). A tectônica de placas dá ênfase a movimentos horizontais da litosfera, que induzem movimentos verticais devido a modificações de espessura, características termais e reajustes isostáticos da crosta (DICKINSON, 1974b, 1976a). Estes movimentos verticais causam a formação de bacias sedimentares, soerguimento das áreas-fonte dos sedimentos, e a reorganização das trajetórias de dispersão. Os controles primários da evolução de bacias são a base da classificação, e são caracterizados por:

- (1) Tipo de substrato;
- (2) Proximidade do limite de placa(s);
- (3) Tipo de limite de placa situado mais próximo.

Os tipos de substrato incluem crosta continental, crosta oceânica, crosta transicional e crosta anômala. Os tipos primários de limite de placa são divergente, convergente e transformante; ambientes intra-placa e híbridos também são comuns (BUSBY & INGERSOLL, 1995). O Quadro a seguir (Fig. 4) apresenta exemplos de bacias modernas e antigas e suas relações com os tipos e limites de placas tectônicas.

Tipo de bacia	Exemplo moderno	Exemplo antigo
Vale de <i>rift</i> continental	<i>Rift</i> Rio Grande (Novo México)	<i>Rift</i> Proterozóico de Keweenawan
Depressão <i>rift</i> proto-oceânica	Mar Vermelho	Jurássico do Leste da Groenlândia
Elevação (<i>rise</i>) e terraço (<i>terrace</i>) continental	Costa Leste dos EUA	EoPaleozóico da Cordillera do EUA e Canadá
Banco (<i>embankment</i>)	Costa do Golfo do Mississippi	Terreno Meguma do EoPaleozóico dos Apalaches canadenses
Bacia intra-cratônica	Bacia do Chad (África)	Bacia Paleozóica de Michigan

Plataforma (<i>Continental platform</i>)	Mar de Barents (Ásia)	Paleozóico Médio, centro da América do Norte
Bacia oceânica em atividade	Oceano Pacífico	Vários complexos ofiolíticos
Ilha oceânica, cadeia assísmica e platô	Montes submarinos Imperador- Havaí	Complexo Vulcânico Snow Mountain do Mesozóico (Terrenos Franciscanos) (Califórnia)
Bacia oceânica dormente	Golfo do México	Bacia Fanerozóica de Tarim (China)
Bacia de fossa	Fossa do Chile	Ilha Shumagin, Cretáceo (Alaska)
Bacia do talude da fossa	Fossa da América Central	Lasca Cretácea de Cambria (Califórnia)
Bacia defronte ao arco (<i>forearc</i>)	Sumatra	Great Valley, Cretáceo (Califórnia)
Bacia intra-arco	Lago de Nicarágua	Sierra Nevada, EoJurássico (Califórnia)
Bacia retro-arco (<i>backarc</i>)	Marianas	Ofiolito Jurássico de Josephine (Califórnia)
Bacia de ante-país retro-arco (<i>retroarc foreland</i>)	Pré-cordilheira dos Andes	Ante-país Sevier, Cretáceo (Wyoming)
Bacia oceânica remanescente (<i>remnant</i>)	Baía de Bengal	Bacia Ouachita, Pensilvaniano-Permiano
Bacia de ante-país periférica (<i>peripheral foreland</i>)	Golfo Pérsico	Bacia molássica da Suíça, Cenozóico Médio
Bacia <i>piggyback</i>	Bacia Peshawar (Paquistão)	Apeninos, Neógeno (Itália)
Bacia intermontana de ante-país (<i>foreland intermontane</i> ou <i>broken foreland</i>)	Sierras Pampeanas (Argentina)	Bacias Laramide (EUA)
Bacia transtensional	Mar Salton (Califórnia)	Bacia de Magdalen, Carbonífero (Golfo de St. Lawrence)

Bacia transpressional	Bacia de Santa Bárbara (Califórnia) (ante-país = <i>foreland</i>)	Bacia Ridge, Miocene (Califórnia) (dobra de falha)
Bacia transrotacional	Defronte ao arco (<i>forearc</i> ?) no oeste das Aleutas	Bacia de Los Angeles, Mioceno (Califórnia)
Bacia intra-continental distal (<i>wrench</i>)	Bacia de Qaidam (China)	Depressão (<i>trough</i>) Taos, Pensilvaniano-Permiano (Novo México)
Aulacógeno	Reentrância do Mississipi	Aulacógeno Anadarko, Paleozóico (Oklahoma)
Impactógeno	<i>Rift</i> Baikal (Sibéria) (distal)	Graben do Reno (Europa) (proximal)
Bacia sucessora	Parte sul da Basin & Range (Arizona)	Bacia Sustut, Paleógeno (British Columbia)

Figura 4 - Exemplos antigos e modernos de tipos de bacias (BUSBY & INGERSOLL, 1995).

A subsidência é um importante fator que controla as características das bacias sedimentares. Trabalhos recentes sobre este assunto permitem diferenciar várias causas que se interrelacionam no espaço e no tempo.

Dois grandes contextos geodinâmicos podem estar ligados a mecanismos tectônicos responsáveis pela subsidência, são eles:

- Adelgaçamento da crosta, numa região de intraplaca sob efeitos de extensão, acompanhado de fluxo térmico elevado, correspondente a uma fase de *rift*.

- Encurtamento, acompanhado por uma flexura da crosta, ou dobra em forma de sinclinal, numa região de forças de compressão dominantes, frequentemente em zonas de subducção, aliada a baixos fluxos térmicos, em desequilíbrio isostático e geralmente em relação com um sistema orogênico.

Os dois motores iniciais de subsidência, adelgaçamento e flexura da crosta, estão na origem dos grandes fatores de evolução das bacias, situando-se o primeiro em área de intraplacas e o segundo na fronteira das placas litosféricas.

É essencial lembrar que uma bacia deve ser definida com base no ambiente tectônico na época da deposição de um determinado intervalo estratigráfico.

Portanto, uma bacia pode ter o preenchimento estratigráfico na forma de cunha, prisma ou outra forma, mas o seu ambiente tectônico pode mudar muitas vezes e rapidamente. “A evolução de uma bacia sedimentar pode ser vista como o resultado de uma sucessão bem definida de ambientes de tectônica de placas e de interação de placas, cujos efeitos são mesclados em um contínuo de desenvolvimento” (DICKINSON, 1974b). Portanto, a análise completa de uma bacia tem que incorporar todas as fases de desenvolvimento e tem que levar em consideração as influências tectônicas proximais e também distais. Algumas bacias estão bem acima do nível do mar, geralmente cercadas por terreno montanhoso que sobe mais rápido que a bacia; o resultado é a subsidência relativa da bacia, concomitante com o soerguimento absoluto do substrato. Em contraste, todas as bacias oceânicas maduras são “depressões” que são preenchidas por sedimentos, independente da subsidência tectônica. Nos dois casos, é essencial obter dados paleobatimétricos e da paleoelevação com precisão para qualquer análise quantitativa. Infelizmente, a obtenção desses dados é extremamente difícil, principalmente para paleoambientes marinhos e não-marinhos profundos (BUSBY & INGERSOLL, 1995).

Alguns tipos modernos de bacias são comuns e volumetricamente importantes, ao passo que outros são raros e constituem volumes de menor significado. Além disso, alguns tipos de bacias modernas comuns são raramente encontrados no registro antigo, pois são passíveis de soerguimento e erosão e/ou deformação e destruição. A sua raridade em cinturões orogênicos antigos é previsível devido à sua suscetibilidade à erosão e deformação. Portanto, a sua não-ocorrência não é um teste válido do modelo de tectônica de placas (BUSBY & INGERSOLL, 1995).

A preservação de assembléias tectono-estratigráficas é um fator importante mas raramente discutido durante a análise e reconstrução paleotectônica. Uma distinção importante tem que ser feita entre a preservação de uma bacia e a preservação do preenchimento de uma bacia. Por vezes, uma bacia está destinada a ser destruída durante a subdução e colisão continental, ao passo que uma grande parte do preenchimento sedimentar irá ser acrescido a um cinturão orogênico durante a formação de nova crosta continental. Em decorrência, o potencial de preservação da bacia é baixo, apesar de haver preservação moderadamente alta de estratos. De maneira geral, qualquer bacia formada em crosta oceânica tem potencial baixo de preservação por causa da probabilidade de que a subdução irá destruir a bacia (BUSBY & INGERSOLL, 1995).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área do Complexo Arroio da Porteira encontra-se inserida na porção sudoeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, fazendo parte do Terreno São Gabriel, uma das unidades do Cinturão Dom Feliciano. O Terreno São Gabriel é composto por seqüências vulcano-sedimentares, associações plutônicas e ofiolitos resultantes do fechamento do oceano Charrua num contexto juvenil (FRAGOSO CESAR, 1990).

O Escudo Sul-Rio-Grandense tem sido compreendido como sendo resultado de processos de geração, acreção e deformação de crosta continental, tendo esses processos ocorridos de maneira mais significativa durante os ciclos Transamazônico (2.2-2,0 Ga) e Brasileiro (900-550 Ma). Cada ciclo foi caracterizado pela evolução de orogênias que incluíram a deformação de sedimentos de margens continentais, intercalação tectônica de lascas do manto e da crosta oceânica, extração de magmas e a construção de arcos magmáticos, de ilhas nos oceanos e de margens continentais. Estes ciclos foram marcados pela aglutinação de microplacas continentais através de colisões entre sistemas de arcos e antigas margens continentais, contribuindo para o crescimento da porção sul do continente sul-americano (CHEMALE Jr. 2000; HARTMANN *et al.* 2007).

O escudo é composto por um fragmento continental de idade Paleoproterozóica pertencente ao Cráton Rio de La Plata, denominado Terreno Taquarembó e pelos Terrenos São Gabriel e Tijucas e pelo Batólito Pelotas. O Terreno Taquarembó é composto essencialmente pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, por unidades gnáissicas correlatadas ao Complexo Encantadas, por granitóides intrusivos e por uma seqüência vulcano-sedimentar de idade neoproterozóica. O Terreno Tijucas consiste de uma associação de rochas meta-sedimentares e metavulcânicas de fácies xistos verdes a anfibolito incluídas no Complexo Porongos, com idade possivelmente mesoproterozóica a neoproterozóica, contendo exposições do embasamento paleoproterozóico e representadas pelas unidades gnáissicas do Complexo Encantadas. O Batólito Pelotas é caracterizado por um conjunto contendo um complexo granítico e sete suítes graníticas geradas durante extenso retrabalhamento crustal neoproterozóico dos gnaisses do embasamento paleoproterozóico (PHILIPP *et al.* 2000, PHILIPP & MACHADO, 2005).

A evolução pré-cambriana do escudo Sul-Rio-Grandense é interpretada como o resultado da evolução de processos relacionados a interação entre placas tectônicas no Neoproterozóico, especificamente, uma colagem orogênica originada durante a convergência entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari durante o fim do Neoproterozóico, compreendendo portanto diversas associações petrotectônicas de diferentes idades. O resultado da colagem entre estas diversas associações foi a construção do denominado Cinturão Dom Feliciano (Fig. 5), cuja área cobre a quase totalidade do denominado Escudo Sul-Rio-Grandense (FERNANDES *et al.* 1995, CHEMALE JR. 2000, HARTMANN *et al.* 2007).

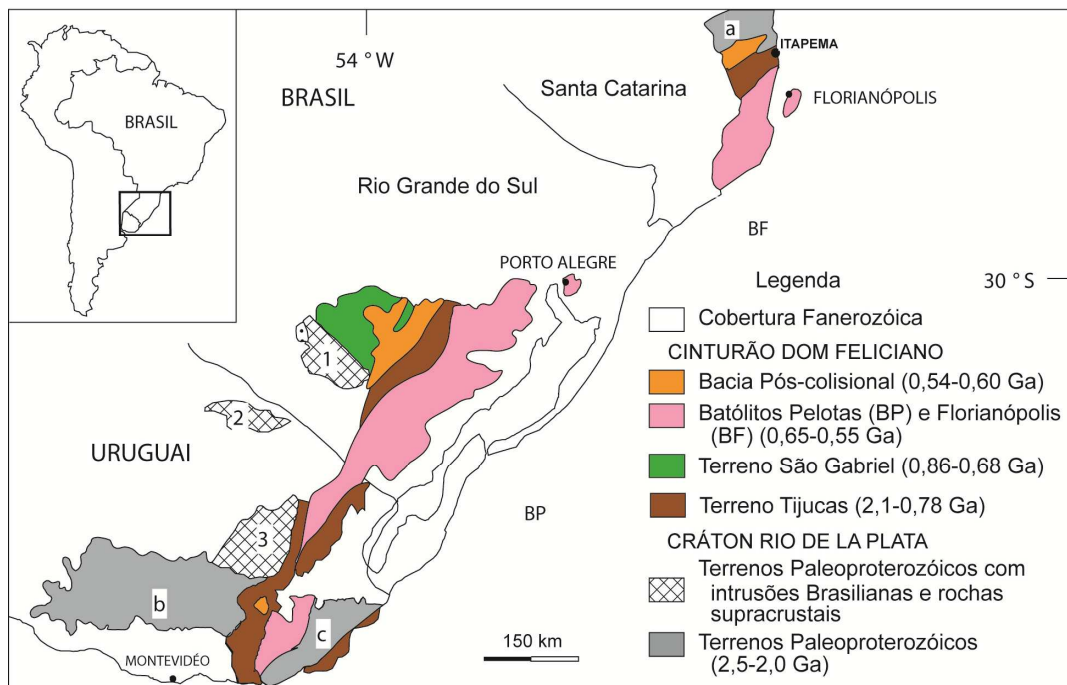


Figura 5 - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com as principais unidades geotectônicas. Legenda: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, c= Terreno Punta del Este, 1= Terreno Taquarembó, 2= Terreno Rivera, 3= Terreno Valentines. (Modificado de HARTMANN *et al.* 2007).

O terreno São Gabriel é interpretado como um prisma acrescionário gerado durante o início do Neoproterozóico, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos (FRAGOSO CESAR, 1990; CHEMALE JR. 2000). As rochas cálcico-alcálicas dos Complexos Cambaí e Bossoroca-Palma assinalam o desenvolvimento de um arco magmático de margem continental ativa (BABINSKI *et al.* 1996; AUGUSTIN, 2006, PHILIPP *et al.* 2008; HARTMANN *et al.* 2010). Os

Complexos Bossoroca e Palma que consistem de rochas metavulcânicas e vulcanoclásticas andesíticas a dacíticas, representam a porção superior desse arco. Essa relação é corroborada pelas idades de cristalização de metadacitos do Complexo Bossoroca, em torno de 753 ± 2 Ma, próximas das idades dos granitóides (MACHADO *et al.*, 1990; REMUS *et al.* 1999). A porção plutônica do arco é constituída por gnaisses tonalíticos e dioríticos, meta-dioritos, meta-tonalitos, dioritos, tonalitos e granodioritos do Complexo Cambaí e da Suíte Lagoa da Meia Lua. Estes granitóides possuem composição cálcico-alcálica médio a alto-K, com idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb em zircão em torno de 735-680 Ma (BABINSKI *et al.*, 1996; HARTMANN *et al.*, 2010). A idade modelo Nd (T_{DM}) das rochas metassedimentares e das rochas meta-vulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Palma, é Neoproterozóica (aprox. 1,3-0,6 Ga) (BABINSKI *et al.* 1996; SALMANN *et al.* 2006, PHILIPP *et al.* 2008). Os valores de epsilon Ndt são positivos e as idades-modelo Nd semelhantes às idades dos zircões ígneos assinalam que o desenvolvimento deste arco magmático representa um evento juvenil (Orogênese São Gabriel).

Vários são os indicadores geoquímicos de origem das rochas dos Complexos Palma/Bossoroca e do Complexo Cambaí em ambiente de zona de subducção, pode-se citar, as concentrações de elementos maiores e traços, o enriquecimento em ETRL, os baixos conteúdos de Nb e outros elementos de alto campo de força, o enriquecimento em elementos litófilos de raio iônico grande e a composição isotópica de Sr e Nd (BABINSKI *et al.* 1996; SAALMANN *et al.*, 2006; AUGUSTIN, 2006; PHILIPP *et al.* 2008). A presença de um platô oceânico (704 ± 2 Ma, zircão SHRIMP), na Mina da Palma, é indicada pela associação basalto-calcário-chert, pelo padrão horizontalizado de ETR e pela ausência de anomalia negativa de Nd nos basaltos (LOPES & HARTMANN, 2003). As rochas metassedimentares do Complexo Cambaizinho apresentam idades-modelo Nd um pouco mais velhas que as rochas ígneas, mas os valores de epsilon Nd positivo e as baixas razões iniciais de Sr^{87}/Sr^{86} sugerem que foram derivadas de uma fonte juvenil neoproterozóica (PHILIPP *et al.* 2008).

O Complexo Arroio da Porteira, objeto de estudo deste trabalho, ocorre como uma extensão do Complexo Marmeleiro, apresentando em mapa uma forma de arco com a concavidade voltada para o norte (Fig. 6), sendo circundado ao sul-sudoeste pelos granitos Saibro e Santo Afonso, ao sul-sudeste por rochas sedimentares e

vulcânicas associadas a Bacia do Camaquã (Formação Arroio dos Nobres), e ao norte pela Formação Maricá e pela Formação Hilário (Fig. 7).

Ao longo dos anos a região estudada foi submetida a investigações geológicas das quais resultaram diferentes interpretações e denominações litoestratigráficas. Goñi *et al.* (1962) incluíram os metassedimentos do Complexo Marmeleiro-Aroio da Porteira na Formação Vacacaí. Carraro *et al.* (1974) descreveram os metassedimentos como pertencentes à Formação Vacacaí, sendo composta por clorita-sericita xistos, quartzitos, clorita xistos e sericita xistos, leptinitos e mármore. Posteriormente, a denominação Metamorfitos Arroio da Porteira foi introduzida por Iglesias *et al.* (1980) para contemplar a associação de ardósias, filitos e, subordinadamente, quartzitos e metagrauvas constituindo uma sucessão de estratos pelíticos e areno-pelíticos intercalados. Horbach (1986) também descreveu os metassedimentos como pertencentes a Formação Vacacaí, porém composta por filitos e xistos a muscovita-clorita-biotita xistos, quartzitos, lentes de metagrauvas e meta-arcóseos. Santos *et al.* (1989) referiu-se ao complexo como sendo composto por ardósias e quartzo-muscovita xistos, com meta-arcóseos localizados.

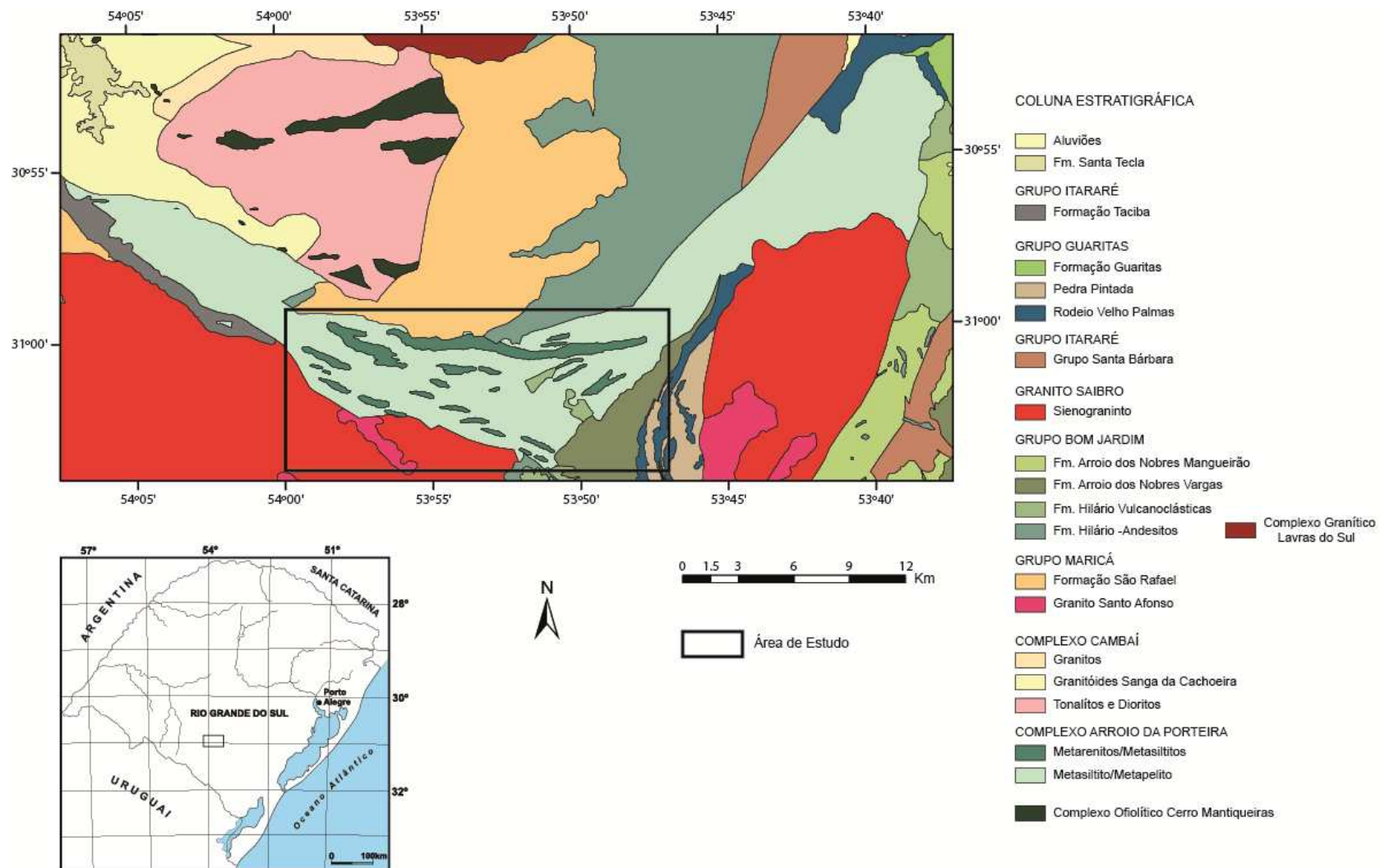


Figura 7 – Mapa demonstrando a localização da área de estudo e litologias adjacentes (Dados do Projeto).

A denominação Vacacaí foi introduzida na estratigrafia do Escudo Sul-Rio-Grandense, sob a hierarquia de formação, por Goñi *et al.*(1962) para designar associações de filitos, quartzitos, mármore, anfibólio xistos e clorita xistos, que juntamente com associações magnesianas agruparam no Grupo Porongos. Frago Cesar (1980) restringiu o termo Vacacaí às seqüências metamórficas de baixo a médio grau da porção oeste do escudo, reunindo metamorfitos vulcano-sedimentares e rochas básico-ultrabásicas. Na década de 80, em face da descontinuidade física de exposição desses metamorfitos, passaram a ser utilizadas as seguintes denominações estratigráficas locais: Complexo Bossoroca, Complexo Passo Feio, Metamorfitos Arroio da Porteira, Complexo Marmeleiro, Maciço Máfico-Ultramáfico Cerro da Mantiqueira, Complexo Palma, Complexo Batovi e Complexo Ibaré.

Mais recentemente, a denominação Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira foi utilizada por Ramgrab & Wildner (1999) para designar uma associação de ardósias, filitos e, subordinadamente, quartzitos, que constituem uma sucessão de estratos pelíticos e arenopelíticos intercalados. Oliveira *et. al.* (2003) agruparam os Complexos Ibaré, Complexo Arroio da Porteira e Complexo Passo Feio como Formação Ibaré com base no grau de preservação das características primárias de todos estes Complexos.

O mapeamento geológico da Folha Hulha Negra (1:100.000), em execução pela CPRM, descreveu preliminarmente o Complexo Marmeleiro como constituído por um espesso pacote basal composto por filitos micáceos e plagioclásio-quartzomica filitos com características imaturas e mal classificados, sobreposto por um pacote mais espesso constituído por muscovita-biotita filitos, metarenitos e metaquartzo-arenitos, bem selecionados, bem classificados e com grau de maturidade elevado.

3. METODOLOGIA

3.1. Análise de Fotografias Aéreas

O sensoriamento remoto é compreendido como toda coleta de dados sobre um objeto ou fenômeno sem que ocorra contato físico entre ambos, tais dados por sua vez são, em última análise, uma radiação eletromagnética (REM) refletida ou emitida pelo objeto em estudo. Os sistemas sensores, instrumentos principais do sensoriamento remoto, captam esta radiação e a convertem para uma forma que possibilite análises e interpretações. Neste trabalho estas informações foram utilizadas para o planejamento da área como um todo pois permitem uma visão sinótica da mesma.

A fotogeologia pode ser definida como interpretação de fotografias aéreas com o objetivo de descrever as características da geomorfologia, da geologia e da tectônica de uma determinada área e conduz a confecção de um mapa fotogeológico podendo este ser composto por diferentes unidades do terreno estudado, bem como de certas feições que o caracterizam.

O estudo da fotogeologia é bastante amplo, incluindo a estratigrafia, litologia, pedologia, geologia estrutural, geomorfologia, tectônica, hidrogeologia e todos os ramos da geologia que admitam, para seu estudo, uma escala macroscópica.

As fotografias aéreas são obtidas a partir de mecanismos aerotransportados e retratam uma porção da superfície terrestre. As fotografias podem ser adquiridas de maneira vertical ou oblíqua e se diferenciam pela posição do eixo da câmera fotográfica em relação à superfície do solo. O processo de obtenção de fotografias aéreas consiste basicamente de um mecanismo que abre o obturador da objetiva da câmera em intervalos fixos pré-determinados, tais intervalos são calculados em função da velocidade e altura do avião.

Os vôos destinados a obtenção de fotografias aéreas são executados preferencialmente na direção leste-oeste, de forma que o norte sempre fique na parte superior da fotografia produzida. Estas devem ter uma sobreposição em torno de 60% no sentido da direção do vôo e em torno de 25% no sentido transversal ao vôo, isso permite que no momento da análise exista estereoscopia - efeito que

permite a visualização dessas fotos em três dimensões - quando colocadas em pares, permitindo ao intérprete a observação do relevo da área estudada, para tal, faz-se uso de um equipamento específico: o estereoscópio (Fig. 8).

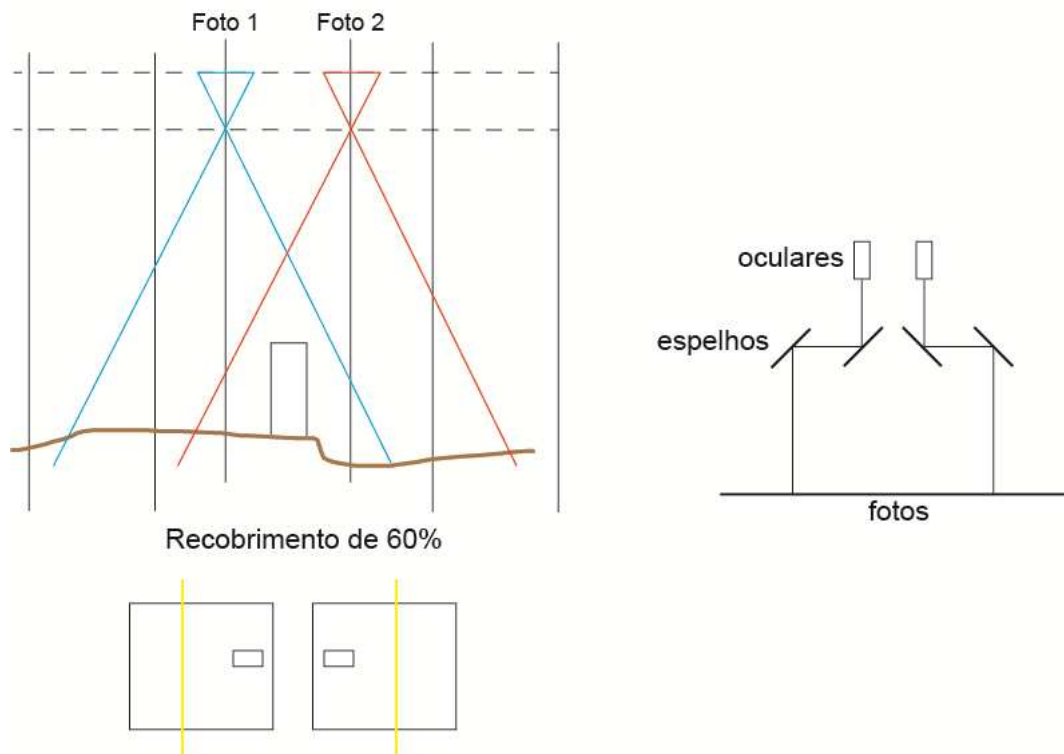


Figura 8 - A esquerda exemplo de recobrimento feito durante um vôo e a direita esquema de um estereoscópio (Dados do Projeto).

A seguir serão descritos os principais elementos visuais considerados em uma interpretação fotogeológica (Figura 9).

Tonalidade	
<p>Brilho relativo ou cor de objetos em uma imagem. A tonalidade geralmente é o elemento fundamental para se distinguir entre objetos específicos ou feições específicas, e também permite a distinção de outros elementos como forma, textura e padrão de objetos.</p> <p>Os principais fatores que afetam a tonalidade em uma foto aérea:</p>	
Fatores próprios do material fotografado	Cor da rocha; Textura da rocha
Fatores climatológicos e meteorológicos	Tipo de vegetação e estado vegetativo
	Umidade do terreno, Presença de água
	Clima da área fotografada
	Luminosidade do ambiente
Fatores humanos	Obras públicas de irrigação, Estradas
	Culturas, Explorações minerais
Forma	
<p>Refere-se a forma geral como o objeto se apresenta, podendo ser um indício importante para a sua identificação.</p>	
Tamanho	
<p>O tamanho como se apresentam os objetos em fotografias aéreas é principalmente função da escala.</p>	
Padrão	
<p>É o arranjo repetitivo de objetos visíveis na cena, como por exemplo, cursos de água.</p>	
Textura	
<p>A textura refere-se ao arranjo e freqüência de variações tonais em áreas específicas. A delimitação de contatos entre diferentes tipos litológicos pode ser delimitada através da variação textural entre ambos.</p>	

Figura 9 – Quadro onde estão descritos os principais elementos visuais considerados em uma interpretação fotogeológica.

Outro ponto importante a ser observado é a análise de fraturas. A densidade de fraturas, sua visibilidade e clareza nas fotos são um índice das características de uma rocha, como rigidez, coesão, dureza e plasticidade.

No trabalho em questão foram utilizadas fotografias aéreas de escala 1:60.000, adquiridas em 18/05/1996, fornecidas pela CPRM (Fig. 10). Para a fotoanálise das mesmas fez-se uso de um estereoscópio de mesa pertencente ao Departamento de Geodésia da UFRGS.



Figura 10 - Fotoíndice da área de estudo (retângulo vermelho) e adjacências.

3.2. Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi desenvolvido entre os dias 13 e 16 de maio de 2010 sendo financiado pelo Instituto de Geociências da UFRGS. Destinou-se a coleta de dados estratigráficos, estruturais e petrográficos da área de estudo, contando também com descrições geomorfológicas e interpretações petrológicas, bem como

coleta de amostras para confecção de lâminas delgadas e identificação de minerais através da Difractometria de raios X.

Dados coletados em campo:

- Conferência de contatos e estruturas observadas nas fotografias aéreas;
- Reconhecimento de superfícies de acamamento sedimentar;
- Coleta de dados estruturais gerados pela atividade tectônica na bacia, como zonas de falhas, cisalhamento e planos de fraturas;
- Reconhecimento de fases deformacionais e suas respectivas superfícies;
- Coleta de eixos e superfícies axiais de fases de dobramentos, foliações, lineações minerais e de estiramento e zonas intensamente fraturadas.

A atividade de campo também visou a compreensão das estruturas demarcadas através da fotointerpretação, seus significados e prováveis fatores geradores. A correlação entre as diferentes cores e texturas com as formas de relevo sugeriu a presença de rochas metassedimentares de composição distinta. A identificação e correlação dos diferentes metassedimentos observados em campo ressaltou as diferenças granulométricas e composicionais da seqüência que compõe a área de estudo, tais informações foram indispensáveis na interpretação do ambiente de deposição destes sedimentos (Fig. 11).

Para a execução do trabalho de campo foi utilizada como base cartográfica a Folha Passo do Tigre (SH.22-Y-C-I-1) (1:50.000) que contempla a área de estudo em sua quase totalidade, lupas de bolso com aumento de 10x e 20x, bússolas do tipo Brunton, e todos os dados estruturais foram coletados segundo a “regra-da-mão-esquerda”.

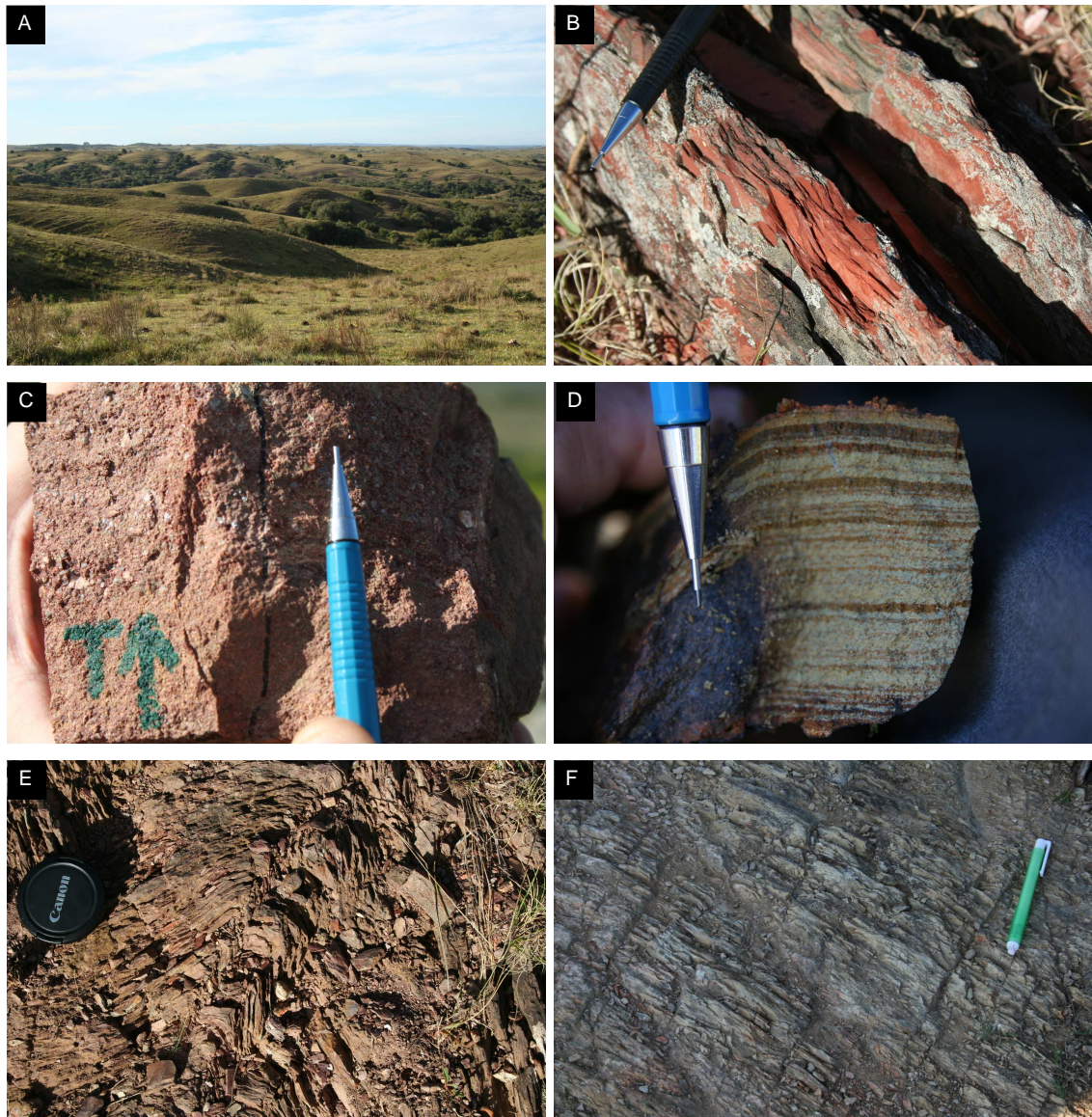


Figura 11 - (A) Vista geral da morfologia da área de estudo ressaltando o padrão dendrítico e pinado da rede de drenagens (vista para NE a partir da fazenda Cerro Preto); (B) metapelito ressaltando a clivagem ardósiana bem definida; (C) Níveis arenosos reliquiares em metaquartzito arenoso; (D) Superfície de acamamento primário em metasiltito; (E) Dobra F_2 da segunda fase de deformação regional; (F) Clivagem de fraturas da fase D_3 . Fotos: Ruy Paulo Philipp.

3.3. Geologia Estrutural

Durante o trabalho de campo foram coletadas orientações espaciais das camadas (S_0), foliações metamórficas (S_1 e S_2), planos de falha, planos de clivagem de fratura, eixos de fases de dobramento, superfícies axiais de dobras e

lineações minerais. O posicionamento espacial dessas estruturas é marcado pela atitude estrutural, composta pela direção (*strike*) e o mergulho (*dip* ou *plunge*). Para a coleta dos dados estruturais foi adotada a notação da “regra-da-mão-esquerda”.

Os dados estruturais coletados em campo foram reunidos com dados disponibilizados pelo Projeto Hulha Negra 1:100.000 (CPRM) a fim de gerar diagramas estruturais valendo-se da técnica de representação de dados estruturais em estereogramas de equiárea de Schmidt (Fig. 12) e da contagem de pólos de Kalsbeek (Fig. 13) por permitirem uma análise estatística bastante acurada.

A projeção estereográfica é usada para representar projeções esféricas em uma superfície plana e é um método prático de representar, de forma bidimensional, elementos planares e lineares situados no espaço, com preservação dos ângulos e das suas relações angulares. A projeção estereográfica tem como principal atributo a demonstração da geometria através da orientação de linhas e planos com relativa facilidade de manuseio. A rede de Kalsbeek, através da confecção de isolinhas, auxilia na contagem de pontos, tratando-se, portanto, de uma estatística gráfica.

A confecção dos diagramas de projeção estereográfica foi realizada com o auxílio do *software* StereoNet.

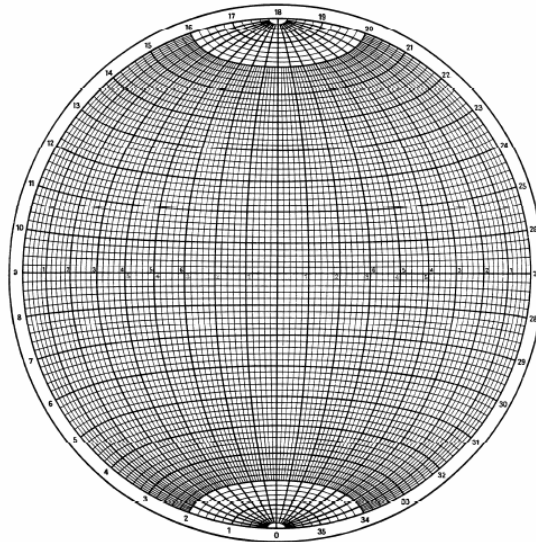


Figura 12 - Rede de Equiárea de Schmidt (modificado de LOCZY & LADEIRA 1980).

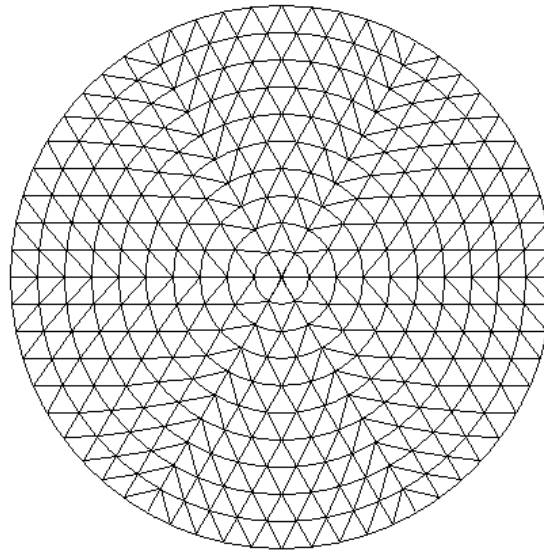


Figura 13 - Diagrama (ou Rede) de Kalsbeek (modificado de LOCZY & LADEIRA 1980).

3.4. Análise Petrográfica

A análise petrográfica contou com 35 lâminas fornecidas pelo Projeto Hulha Negra - CPRM e 05 lâminas confeccionadas a partir de amostras coletadas no Trabalho de Campo, pelo Laboratório de Preparação de Amostras pertencente ao IG-UFRGS. As análises petrográficas foram realizadas a partir do exame por microscopia óptica de luz transmitida, em lâminas delgadas expostas em áreas de aproximadamente 4,0 x 2,5 cm, com espessuras da ordem de 0,03 mm. A petrografia de seções delgadas é utilizada para identificação e análise dos denominados minerais transparentes, ou seja, que transmitem a luz.

A análise petrográfica constitui um método de investigação laboratorial que possibilita a visualização detalhada dos constituintes dos metassedimentos, permitindo avaliar as implicações de suas propriedades e relações entre seus constituintes, para essa análise, fez-se uso de microscópios petrográficos da marca Meiji contendo objetivas com aumento de 10x e lentes de aumento de 5x, 10x, 20x e 40x. Os microscópios petrográficos utilizados pertencem ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da UFRGS e são constituídos

por um sistema óptico contendo ocular, lente de Amici-Bertrand, analisador, objetiva, condensador móvel, diafragma íris, condensador fixo, polarizador e sistema mecânico de suporte: ou tubo, Braço, Revólver (ou sistema de sustentação das objetivas), Platina, Cremalheira macro e micrométrica de movimentação vertical da platina, e base (Fig. 14).

Principais objetivos das descrições petrográficas:

- Definição dos principais elementos microestruturais e texturais dos metassedimentos para caracterização da composição, organização, grau de maturidade e seleção;
- Definição das paragêneses metamórficas para definir a variação das condições metamórficas da região (grau e fácies) e análise das relações de deformação entre a S0 e as foliações metamórficas;
- Definição, através da análise modal, da composição petrográfica dos metarenitos, com base no diagrama ternário de Folk 1968 (Fig. 15).

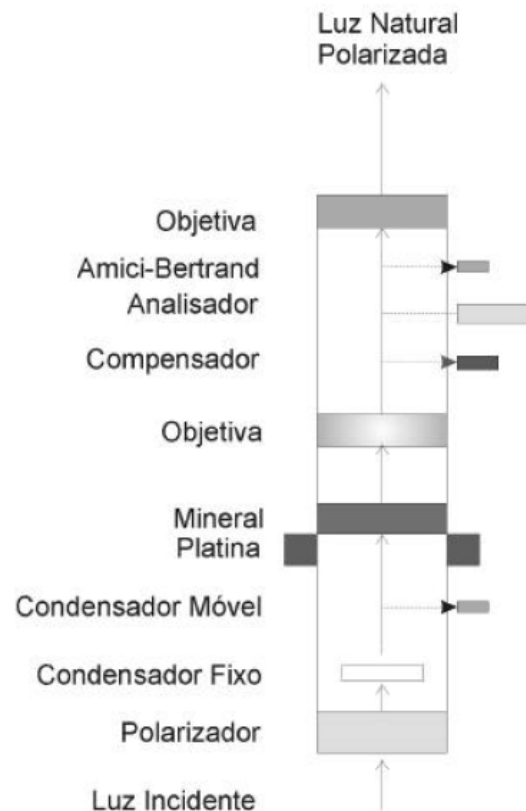


Figura 14 - Esquema geral com os principais componentes do microscópio petrográfico utilizado no trabalho.

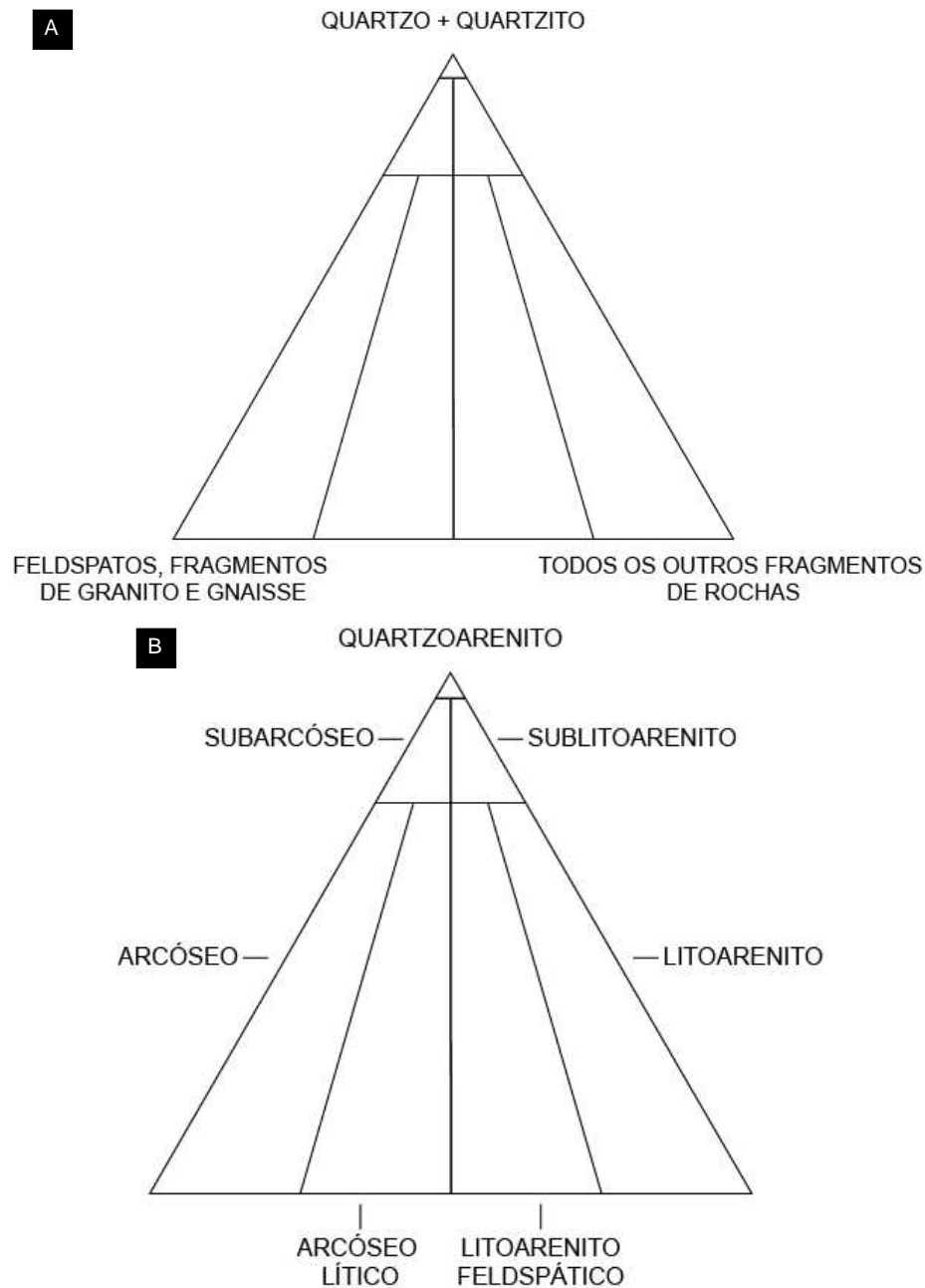


Figura 15 - Diagrama para classificação de arenitos (FOLK, 1968), (A) Constituintes. (B) Classificação.

As lâminas foram descritas em termos de mineralogia, texturas e estruturas, sendo, quando necessário, acompanhadas de desenhos esquemáticos. Após a descrição foram selecionadas algumas lâminas para obtenção de fotomicrografias e contagem modal para análise composicional. Algumas amostras de metarenitos e metapelitos que contém argilominerais preservados foram selecionadas para a análise de Difratomia de raios X.

A classificação de Folk (1968) é uma técnica de classificação descritiva de rochas sedimentares elaborada por Robert L. Folk, sua idéia era de que o nome da

rocha deve transmitir tanta informação quanto possível. Folk (1968) propôs uma classificação para arenitos baseada na abundância relativa de quartzo, feldspato e fragmentos de rochas, sendo esses os pólos principais do diagrama.

Para se definir o nome da rocha deve-se normalizar a abundância de quartzo, feldspato e fragmentos de rocha a 100%. Isto significa que outros componentes que não se encaixam nessa categoria devem ser desconsiderados. Porém existem algumas exceções, fragmentos de quartzitos são sempre plotados no pólo Q juntamente com o quartzo. Granitos e outros fragmentos de rochas ígneas faneríticas e gnaisses são plotados no pólo F do diagrama, todos os outros fragmentos de rochas devem ser plotados no pólo L do diagrama.

3.5. Difratomia de raios X

A difração de raios X é um fenômeno de interação entre a radiação eletromagnética (raios X) e a matéria ordenada. Para a ocorrência da difração é necessário que o comprimento de onda da radiação incidente, seja da mesma ordem de grandeza do espaçamento interatômico do material analisado, ou seja, da ordem de angstrom (SCAPIN 2003).

A incidência de raios X sobre um átomo provoca o espalhamento da radiação em todas as direções. A interferência construtiva dos raios X espalhados, provenientes de vários átomos, caracteriza a difração (Fig. 16). No caso de um cristal, a sequência ordenada e periódica de átomos, pode ser visualizada como um conjunto de planos, os quais são denominados planos cristalográficos e indexados por meio dos índices de Miller (SCAPIN 2003).

O espalhamento coerente dos raios X por um conjunto de planos cristalinos ocorre em um ângulo bem definido, denominado ângulo de Bragg. A condição é estabelecida pela lei de Bragg, a qual estabelece a relação entre o ângulo de difração e a distância entre os planos que a originam (característicos para cada fase cristalina) (SCAPIN 2003).

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n: número inteiro

λ : comprimento de onda dos raios X incidentes

d: distância interplanar

θ : ângulo de difração

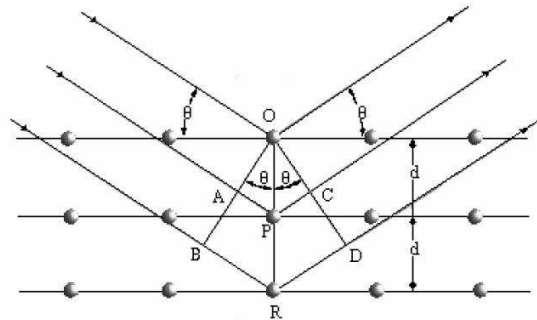


Figura 16 - Representação da difração de raios X por um cristal (baseado em SKOOG *et al.*, 2002).

Os raios X monocromáticos utilizados para as análises de difratometria de raios X são gerados no interior de um tubo de raios X, junto com radiação contínua de frenagem. A maneira mais simples de obter um feixe de raios X monocromático a partir do espectro gerado no tubo é a utilização de um filtro feito de um material que tem a borda de absorção entre o pico $K\alpha$ e $K\beta$ do tubo. Normalmente o material do filtro tem número atômico uma unidade menor que o alvo do tubo, por exemplo, para tubo de cobre se utiliza filtro de níquel e para tubo de cobalto se usa filtro de ferro (HINRICHS 2008).

O detector utilizado para a detecção dos raios X difratados pela amostra é composto por um cristal cintilador acoplado a uma fotomultiplicadora e uma eletrônica de contagem que detectam e contam os pulsos de luz provocados pela passagem de raios X no cintilador. O desenvolvimento de detectores capazes de quantificar o feixe de raios X difratado levou ao estabelecimento dos espectrômetros do tipo Bragg Brentano, em que se desloca simultaneamente o feixe incidente (tubo) e o detector por um ângulo θ . O tubo e o detector são movimentados sobre um goniômetro de grande precisão angular com passos de alguns centésimos de grau. Em cada passo é determinada a intensidade do feixe difratado nesse ângulo, fazendo-se uma contagem por determinado tempo (HINRICHS 2008).

Só contribuem para a difração dos raios X os planos cristalográficos paralelos ao plano de foco do difratômetro (normalmente coincidente com a superfície da amostra). Em amostras monocristalinas aparece portanto um único pico de difração (ou mais picos correspondentes a ordens superiores, onde o n da equação de Bragg corresponde a números maiores que 1). Para obter simultaneamente difração de todos os planos cristalinos do material, utiliza-se a difratometria de pó. A amostra deve ser cominuída e os grãos devem ficar dispostos no plano de foco do difratômetro. Em amostras com granulometria suficientemente fina, estatisticamente existem grãos em número suficiente orientados em todas as direções, de modo que todas as orientações cristalinas ficam representadas e disponíveis para difração. Desta forma cada família de planos do cristal vai ter alguns grãos com orientação paralela ao plano de foco e o pico de difração vai aparecer no difratograma (HINRICHS 2008).

Um difratograma consiste de um gráfico em cuja abscissa está o ângulo de difração (normalmente e por razões históricas o dobro do ângulo, 2θ) e em cuja ordenada está a intensidade de raios X detectada naquele ângulo (HINRICHS 2008).

Dentre as vantagens da técnica de difração de raios X para a caracterização de fases, destacam-se a simplicidade e rapidez do método, a confiabilidade dos resultados obtidos (pois o perfil de difração obtido é característico para cada fase cristalina), a possibilidade de análise de materiais compostos por uma mistura de fases e uma análise qualitativa destas fases (ALBERS 2002).

Como objetivos da técnica de difratometria de raios X empregada neste trabalho pode-se destacar a identificação de fases minerais de componentes da matriz dos arenitos e pelitos através de parâmetros cristalinos. Foram analisadas 09 amostras no Laboratório de Difratometria de Raios X pertencente ao IG-UFRGS.

3.5.1. Metodologia de preparação de amostras

Na metodologia adotada pelo Laboratório de Difratometria de Raios-X do IG-UFRGS a amostra é seca sempre em temperatura inferior a 60° C, sendo posteriormente desagregada (se necessário pulverizada em caso de rocha fresca) e quarteada.

Para a preparação da amostra orientada são utilizados aproximadamente 5g de pó de rocha. A amostra é separada e colocada em um copo de 250 ml, com água destilada. Usando um bastão de vidro, com ponta de borracha, homogeneiza-se bem a amostra deixando-a sedimentar (em caso de flocculação utiliza-se defloculantes tipo hexametáfosfato de sódio 34,5g/l ou carbonato de sódio 7,94 g/l, sendo utilizado 10ml por litro). Logo após a amostra é agitada e colocada em uma cuba de ultra-som por 5 minutos. Em seguida o copo com a suspensão é retirado e agitado novamente com bastão de vidro, deixando em repouso por 2h30min. Após este intervalo de tempo retira-se os 3 cm superiores utilizando-se um sifão com ponta virada em forma de anzol. Assim teremos coletado a fração <math><2\mu\text{m}</math>. A seguir esta suspensão é centrifugada a 5000rpm durante 30min. e a pasta resultante é diluída em 5-10ml de água destilada sendo posteriormente pipetada e depositada em lâmina de vidro secando em 24-48hs. Após este processo descrito acima, teremos a fração <math><2\mu\text{m}</math> orientada. Desta forma privilegia-se as faces 00l para a identificação de argilominerais. Chama-se amostra orientada natural.

A amostra orientada natural (N) é saturada com etileno glicol para verificar a existência ou não de argilominerais expansivos. Para isto a amostra orientada natural é borrifada com etileno glicol e o excesso retirado com papel absorvente. Chama-se amostra glicolada (G).

A amostra orientada natural também é aquecida a 550°C durante duas horas para avaliar argilominerais que colapsam a sua estrutura nestas condições (ex.: argilominerais do Grupo das Caolinitas) permitindo uma identificação mais precisa. Chama-se amostra calcinada (C).

3.5.2. Condições Analíticas

O equipamento utilizado foi um difratômetro SIEMENS - D5000 com goniômetro θ - θ . A radiação é $K\alpha$ em tubo de Cobre nas condições de 40kV e 25mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada tipo de análise é a seguinte:

- Amostra *Orientada Natural*: 2 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 28° 2 θ .

- Amostra *Orientada Glicolada*: 3 segundos para $0,02^\circ$ de degrau do goniômetro de 2° a $28^\circ 2\theta$.
- Amostra *Orientada Calcificada*: 2 segundos para $0,02^\circ$ de degrau do goniômetro de 2° a $28^\circ 2\theta$.

Os minerais e/ou fases cristalinas são identificados através da medida das distâncias interplanares (valores de “d”) e das intensidades relativas dos picos nos difratogramas.

Os minerais identificados, na análise total, apresentam-se comparados com padrões do banco de dados do computador (JCPDS) e indicado/referenciado sobre o pico mais importante e diagnóstico do mineral. As análises foram interpretadas através do programa DIFFRAC^{PLUS} em que os picos são indexados no difratograma.

Finalmente, salienta-se que o método dificilmente identifica estruturas cristalinas que ocorram em quantidades inferiores a 3 - 5% na amostra analisada.

O Laboratório de Difractometria de Raios-X pertencente ao IG-UFRGS possui um banco de dados de aproximadamente 15.000 difratogramas de substâncias padrões (JCPDS).

4. DISCUSSÕES E RESULTADOS

4.1. Introdução

A área estudada do Complexo Arroio da Porteira localiza-se na região do Passo do Tigre, representa uma continuidade do Complexo Marmeleiro e tem uma extensão aproximada de 20 km no sentido W-E e de aproximadamente 5,5 km no sentido N-S. O relevo apresenta forma levemente acidentada, composto por pequenos cerros e cristas alongadas rodeados por regiões topograficamente menos elevadas geradas por processos erosivos. Os cerros compostos pelos metarenitos apresentam grande extensão lateral e formam cristas isoclinais (Fig. 17). Em geral a macroforma do relevo está associada a rochas que apresentam uma intercalação em pacotes verticais, superpostos por uma foliação tectônica concordante.

As litologias que compõem o Complexo Arroio da Porteira foram submetidas a um grau metamórfico bastante baixo e estão pouco deformadas, apresentam portanto as estruturas e texturas primárias bastante preservadas, por esta razão optou-se pela utilização de uma nomenclatura que ressalte o protólito sedimentar.

A análise das lâminas delgadas do complexo apresentou a seguinte distribuição de acordo com a classificação petrográfica:

- 14 Metarenitos;
- 20 Metasiltitos/Metapelitos;
- 04 Formação Hilário;
- 02 Peridotitos



Figura 17 - (A) Feições do relevo do Complexo Arroio da Porteira, em primeiro plano região de domínio de metasilite/metapelitos e ao fundo cristas de metarenito; (B) Vista geral demonstrando relevo típico de área dominada por metasilite em primeiro plano e cristas de metarenito ao fundo.

O Complexo Arroio da Porteira é composto predominantemente por metasilite, que afloram em toda a área estudada, seguido por metarenitos que apresentam-se em forma de cristas alinhadas predominantemente no sentido W-E e N70-80°W e subordinadamente por metapelitos.

4.2. Tipos Litológicos

4.2.1. Metarenitos

Os metarenitos afloram como camadas contínuas com espessuras variando entre 20 cm e 1,5 m, intercalados com metasiltitos. Os pacotes arenosos ocorrem como cristas com extensão lateral variando desde dezenas metros até centenas de metros. Essa litologia ocorre como níveis isolados entre metasiltitos em praticamente toda a área estudada como pode ser visto na figura 7, com exceção da localidade do Cerro Preto onde ocorrem várias camadas de metarenito intercaladas.

As camadas de metarenitos possuem boa continuidade e relativa regularidade na espessura, entretanto, são encontrados corpos lenticulares. A estrutura principal é maciça, ocorrendo variação regular de tamanho de grãos em camadas, desde areia grossa até areia muito fina, caracterizando estruturas plano-paralelas. Cabe salientar, entretanto, que em função da deformação e das condições aflorantes algumas estruturas podem não mostrar-se evidentes.

Em campo os metarenitos apresentam coloração que pode variar desde o bege claro até o castanho avermelhado escuro, com estrutura maciça dominante (Fig. 18). A mineralogia é composta essencialmente por grãos de quartzo, ocorrendo cimento microcristalino composto por argilominerais, com cor marrom e cimento silicoso com cor branca.

Dobras isoclinais a fechadas (F2) são visíveis em escala de afloramento, enquanto as dobras mais tardias F3 e F4 são observadas principalmente nas fotografias aéreas. As superfícies axiais das fases F3 e F4 podem ser observadas em afloramento como uma clivagem de fratura de espaçamento centimétrico (entre 10 e 40 cm). As dobras F3 e F4 são abertas a suaves e comumente normais e cilíndricas, sendo que em afloramento as dobras F4 se caracterizam por ondulações nas cristas de metarenitos, enquanto a clivagem de fratura associada fragmenta e promove a quebra da continuidade das cristas.



Figura 18 - (A) Vista geral destacando cristas de metarenito de espessuras centimétricas e o padrão pinado de drenagem ao fundo; (B) Intercalação de lentes de metarenito (boudinado) com metasiltito; (C) Amostra de metarenito com estrutura maciça; (D) Afloramento na localidade do Cerro Preto demonstrando camadas de metarenitos intercaladas.

Em lâmina delgada os metarenitos mostraram-se metamorfisados em grau extremamente fraco (anquimetamorfismo) mostrando portanto preservação quase total de estruturas e texturas primárias. Dadas estas condições 14 lâminas de metarenito foram descritas de acordo com sua composição valendo-se da técnica de classificação de arenitos elaborada por Folk (1968) (Fig. 19). A recristalização metamórfica atinge essencialmente os grãos de quartzo da matriz fina de alguns quartzo-arenitos, caracterizando a textura blastopsamítica.

Visando uma classificação apurada os metarenitos foram submetidos a contagem modal e cerca de 500 pontos foram quantificados em cada lâmina e posteriormente plotados no diagrama elaborado por Folk (1968) que tem como parâmetros as porcentagens relativas de quartzo, fragmentos líticos e feldspatos, como abordado detalhadamente no item 3.4 deste trabalho. A partir destes dados três principais classes foram identificadas:

- Arcóseos – Amostras EC-300F e EC-301A sendo ambas compostas predominantemente por areias de tamanhos entre 1mm e 0,1mm compostas por

grãos de quartzo monocristalinos de origem ígnea e subordinadamente por grãos de K-feldspato seguidos de plagioclásio e poucos fragmentos de rocha metamórfica (Filitos, Xistos e Gnaisses) além de cimento diagenético composto por argilominerais, óxidos de Fe como cutícula envolvendo grãos e argilominerais preenchendo poros e crescendo perpendicularmente à superfície dos grãos em forma de franjas.

- Sublitoarenitos – Amostras RL-09A, RL-09B, EC-30, EC-292B e GR-14 compostos predominantemente por areias de tamanhos entre 1,5mm e 0,06mm compostas por grãos de quartzo monocristalinos e subordinadamente fragmentos líticos de rocha metamórfica (Filitos e Xistos) e poucos fragmentos de micas além de cimento diagenético, óxidos como cutícula envolvendo grãos e argilominerais em forma de franjas crescendo perpendicularmente a superfície dos grãos.

- Quartzarenitos – Amostras EC-29, EC-299, EC-428B, LR-11A, LR-12B, LR-14A e LR-27A compostos por mais de 95% de quartzo com tamanhos entre 2mm e 0,06mm raros fragmentos líticos de origem metamórfica (Filitos e Xistos), pequena presença de óxidos como cutículas envolvendo grãos.

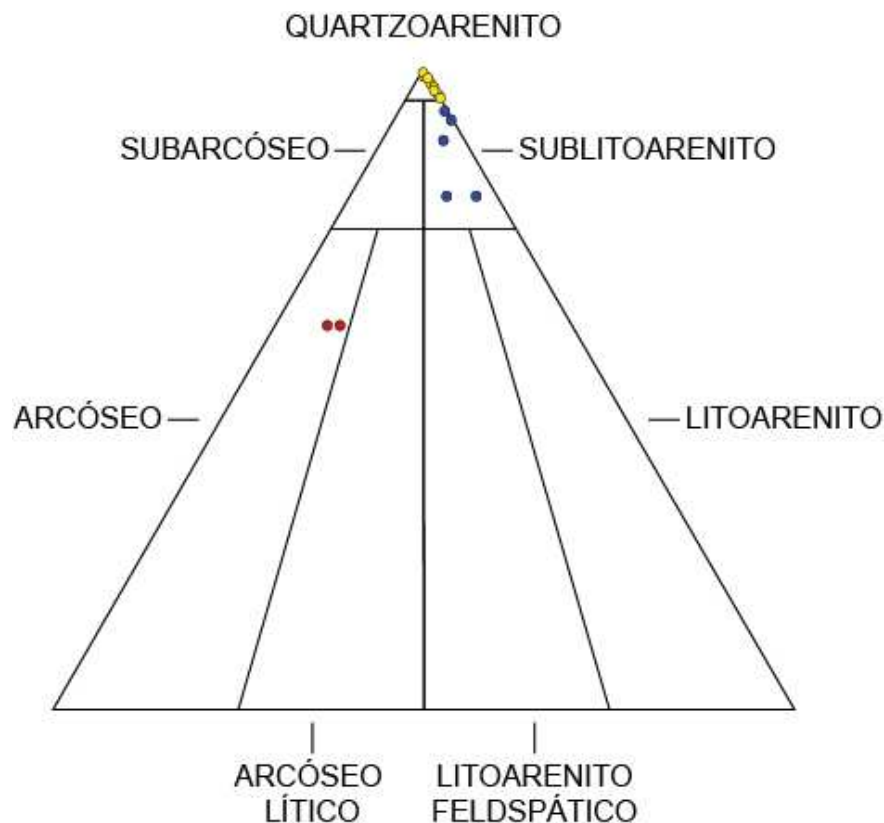


Figura 19 - Distribuição dos metarenitos Arroio da Porteira distribuídos segundo classificação de Folk (1968).

Quando submetidos a uma análise em termos de seleção textural os metarenitos foram classificados em quatro diferentes grupos:

- Metarenitos maduros bem selecionados (amostras RL-09A, RL-09B, LR-11A, EC-30 e EC-292B) com grãos de quartzo monocristalinos com extinção pouco ondulante a ondulante, predominância de grãos arredondados a subarredondados de esfericidade predominantemente moderada, apresentam contatos côncavo-convexos, raramente suturados (Fig. 20).

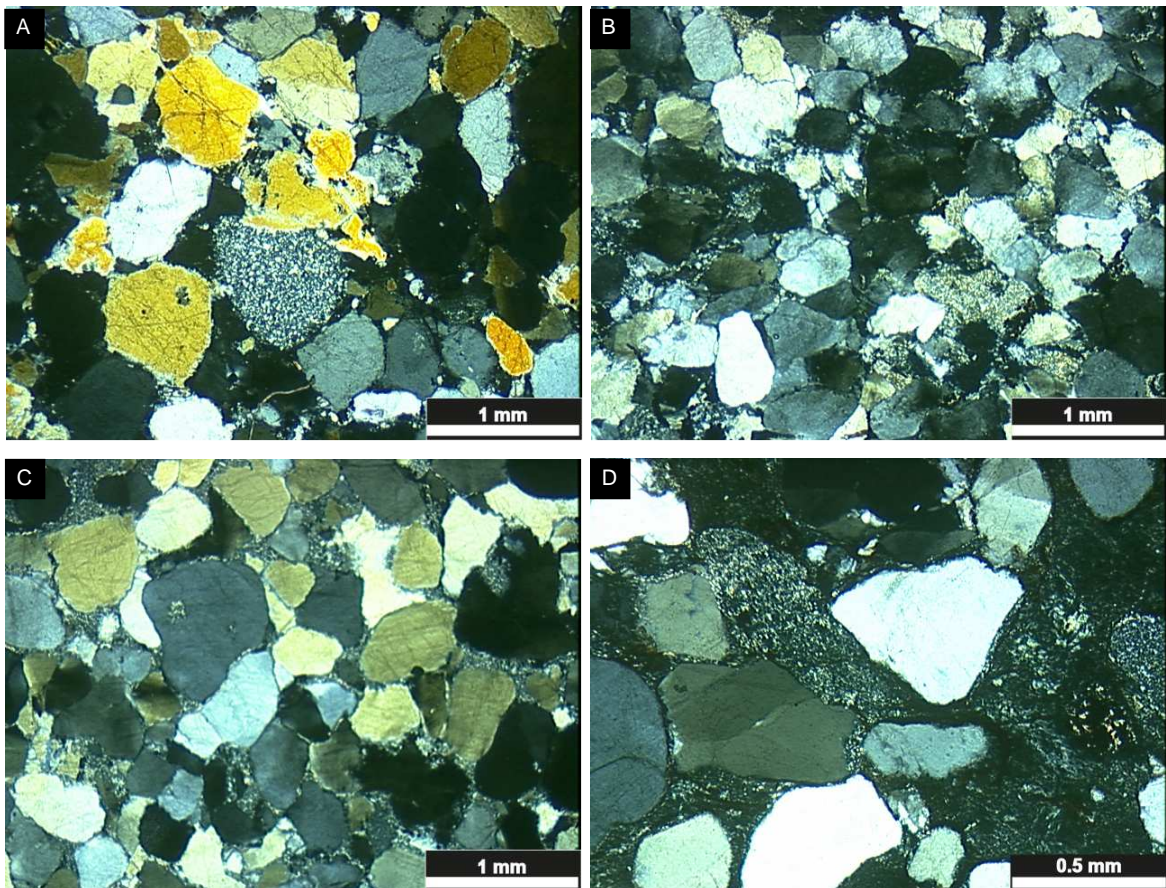


Figura 20 - Aspecto textural dos arenitos. (A) EC-30. (B) LR-11A. (C) RL-09B. (D) RL-09A.

• Metarenitos submaturados moderadamente selecionados (amostras LR-14A e EC-428B) com grãos de quartzo monocristalinos com extinção ondulante a pouco ondulante, predominância de grãos subarredondados a subangulares de esfericidade moderada a baixa, apresentam contatos côncavo-convexos/suturados a pontuais (Fig. 21).

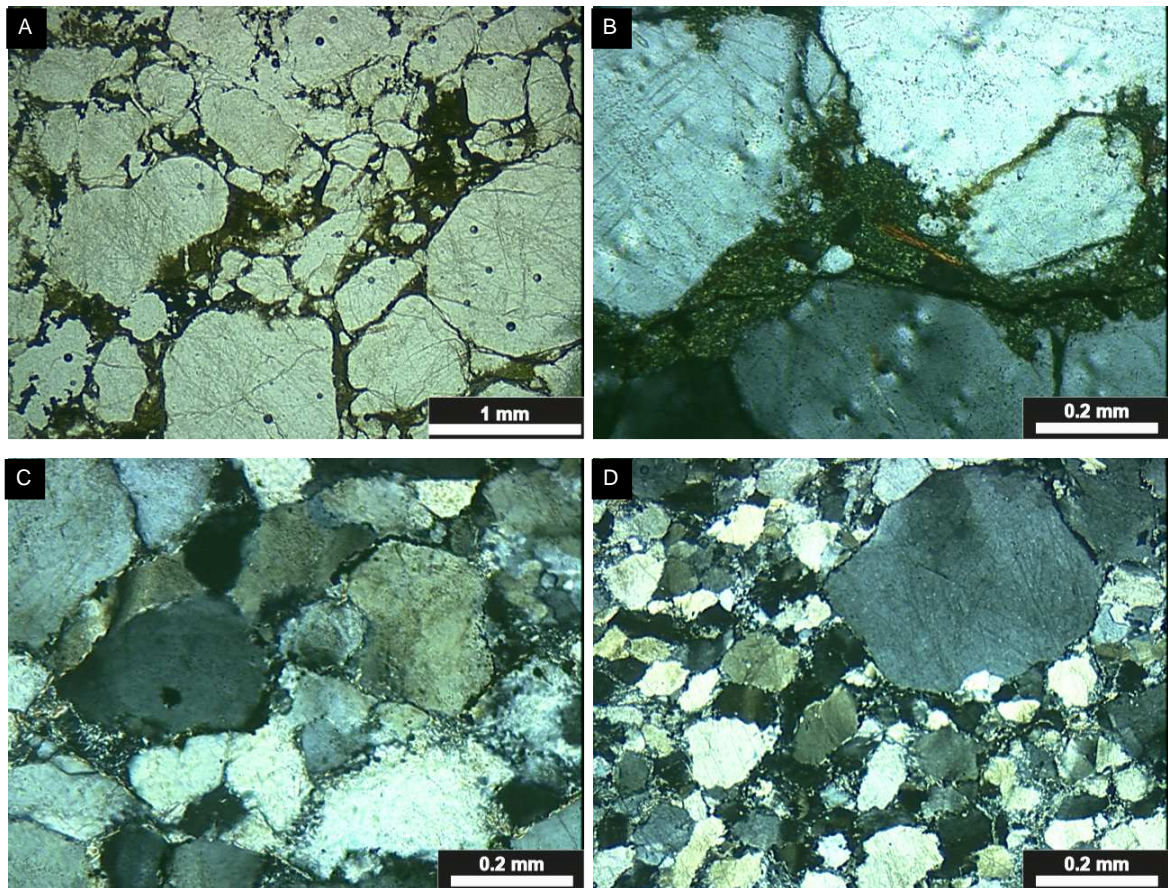


Figura 21 - Aspecto textural dos arenitos. (A) EC-428B. (B) EC-428B. (C) RL-14A. (D) RL-14A.

• Metarenitos submaturados pobremente selecionados (amostras LR-27A e EC-29) com grãos de quartzo monocristalinos apresentando extinção pouco ondulante a ondulante, grãos variando entre subarredondados a subangulares com esfericidade moderada a baixa e contatos côncavo-convexos a suturados (Fig. 22).

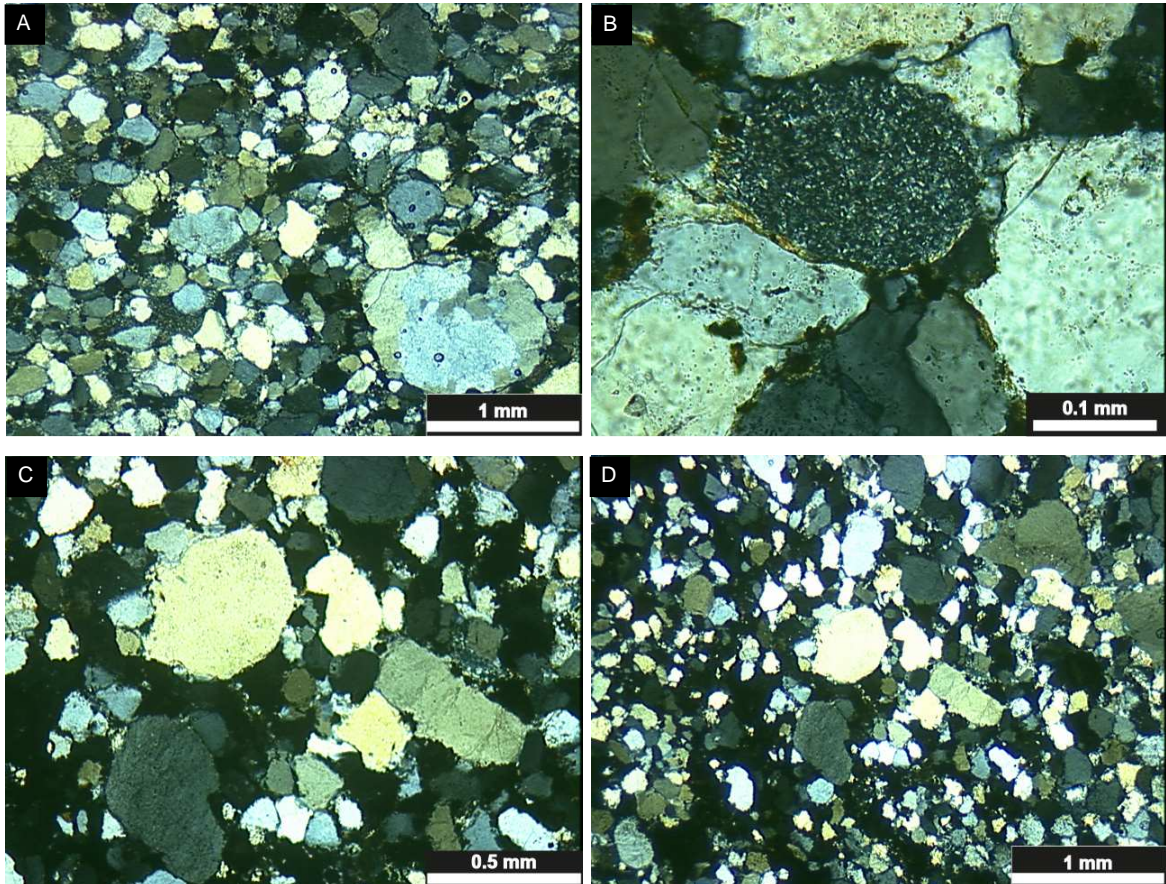


Figura 22 - Aspecto textural dos arenitos. (A) LR-27A. (B) LR-27A. (C) EC-29. (D) EC-29.

• Metarenitos submaturados muito pobremente selecionados (amostras GR-14A, LR-12B, EC-299, EC-300F e EC-301A) com grãos de quartzo monocristalinos com extinção ondulante a pouco ondulante, grãos variam de arredondados até angulares e esfericidade variando de baixa a alta com contatos côncavo-convexos e pontuais (Fig. 23).

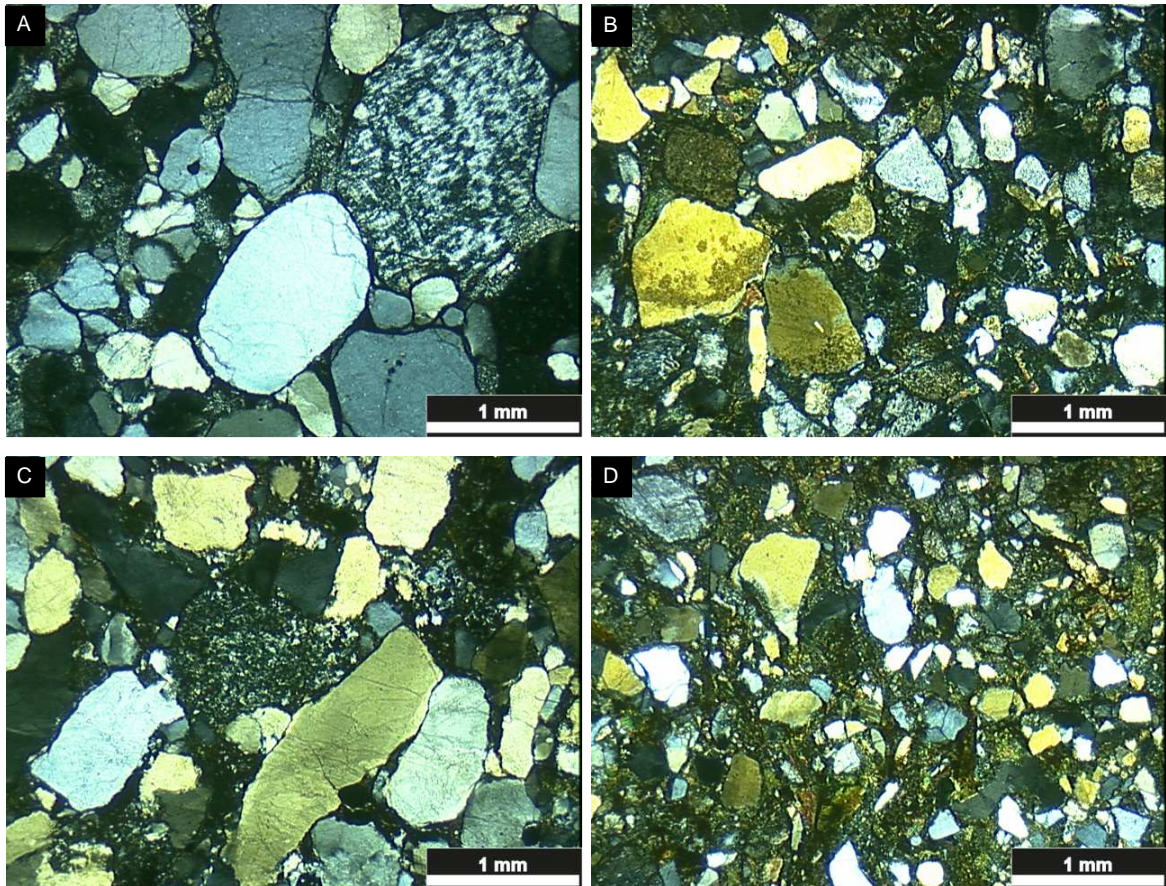


Figura 23 - Aspecto textural dos arenitos. (A) LR-12B. (B) EC-301A. (C) GR-14A. (D).

4.2.2. *Metasiltitos*

Os metasiltitos são as litologias dominantes na área do Complexo Arroio da Porteira, apresentam cores que variam do ocre ao castanho avermelhado, esta última quando alterado. Morfologicamente ocorrem como regiões aplainadas e também na forma de pequenas coxilhas alinhadas. A clivagem ardósiana é a principal estrutura, apresenta-se com espaçamento submilimétrico e é caracterizada pelo alinhamento de filossilicatos, principalmente muscovita, definindo uma textura

lepidoblástica fina. Em zonas de alta deformação se observam dobras F2 isoclinais a apertadas e o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação milimétrica paralela que redobra a S1 e a S0 (Fig. 24). Outra feição comumente observada são clivagens de fratura associadas as dobras F3 e F4.

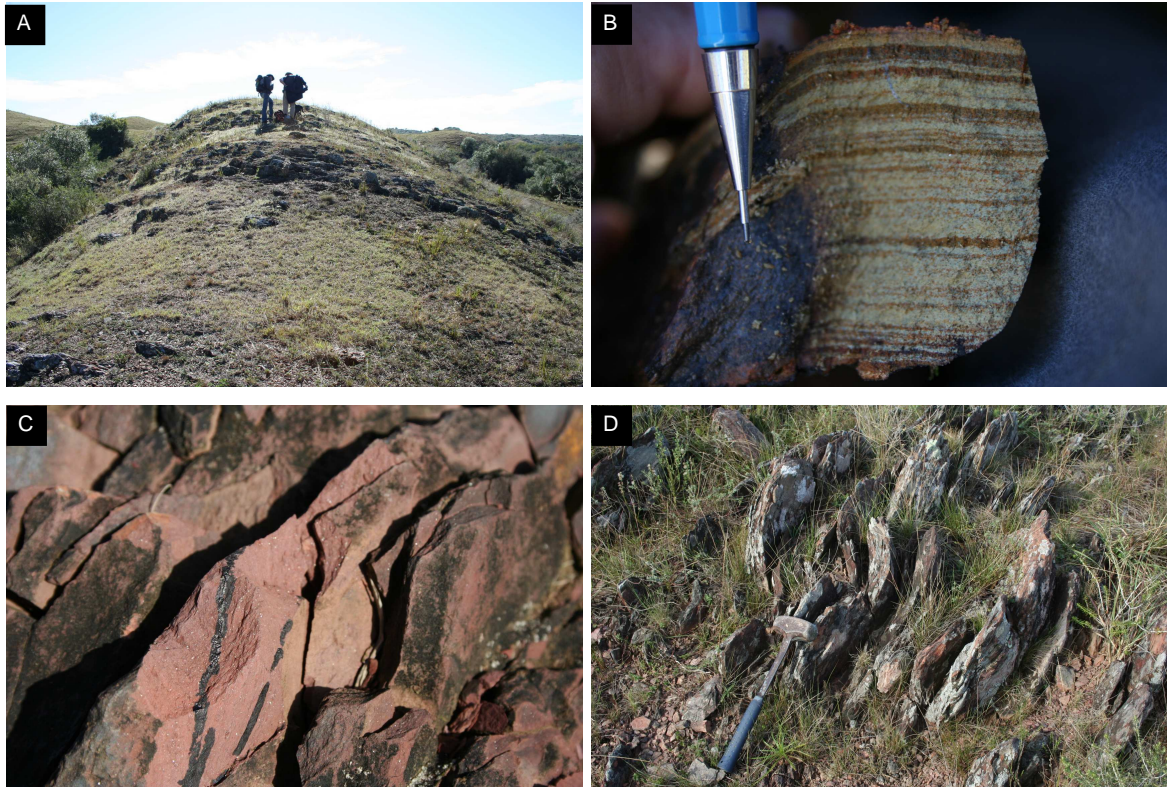


Figura 24 - (A) Pequena crista de Metassiltito; (B) Detalhe de acamamento primário em metassiltito; (C) Detalhe de relação entre clivagem ardósiana (traço preto grosso) e lineação mineral (traço preto fino) em metassiltito; (D) Dobras F4 em Metassiltito.

A análise microscópica dos metassiltitos determinou uma composição definida principalmente por muscovita, pequenos grãos de quartzo e minerais opacos. Geralmente a muscovita domina sobre o quartzo.

O acamamento primário é visível e definido pela variação do tamanho de grãos em camadas contínuas e regulares. O acamamento (S0) e a foliação metamórfica S1 estão paralelos como resultado da deformação que atingiu o complexo. Por vezes esta estrutura é cortada por finos veios de quartzo que seccionam a estrutura da rocha em ângulos de aproximadamente 30°, estes encontram-se estirados, parcialmente rompidos e recristalizados para uma textura granoblástica inequigranular interlobada a poligonal (Fig. 25).

As estruturas principais observadas na análise microscópica são a clivagem ardosiana e a clivagem de crenulação. Nos níveis finos e ricos em mica a orientação das mesmas caracteriza a textura lepidoblástica fina e nos níveis ricos em quartzo a textura é granoblástica equigranular interlobada, por vezes o quartzo está estirado com formas elípticas. Subordinadamente em zonas mais deformadas ocorrem micrólitos com formas de lentes alongadas, ricos em filossilicatos. Os micrólitos maiores apresentam uma foliação mais antiga, por vezes dobrada, caracterizadas pela alternância de muscovita com níveis subordinados de biotita com pleocroísmo verde. No geral os micrólitos são constituídos apenas por muscovita (Fig. 26).

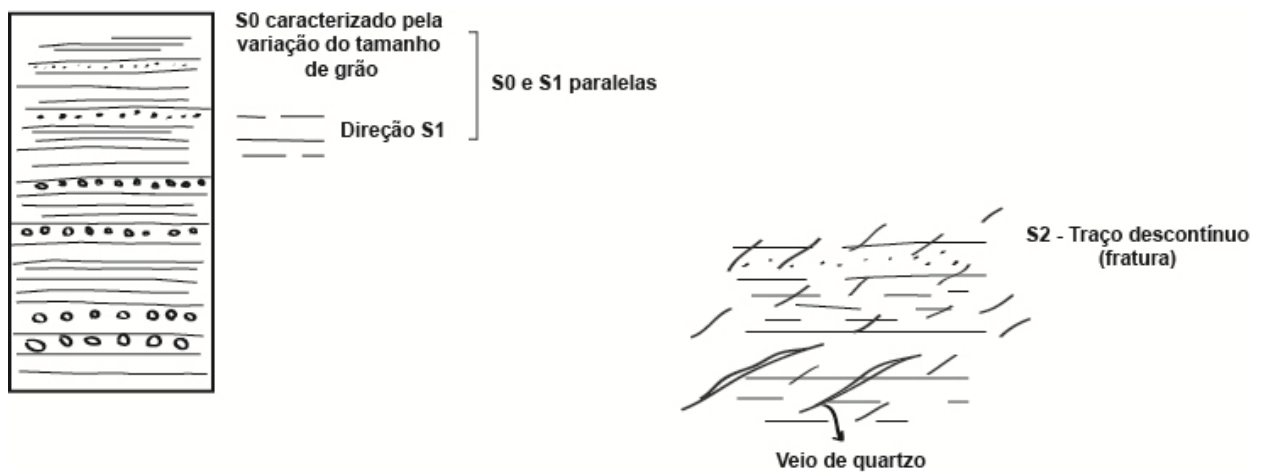


Figura 25 - Desenho esquemático demonstrando as relações entre S0, S1 e S2 como comumente vistos em lâminas (Dados do Projeto).

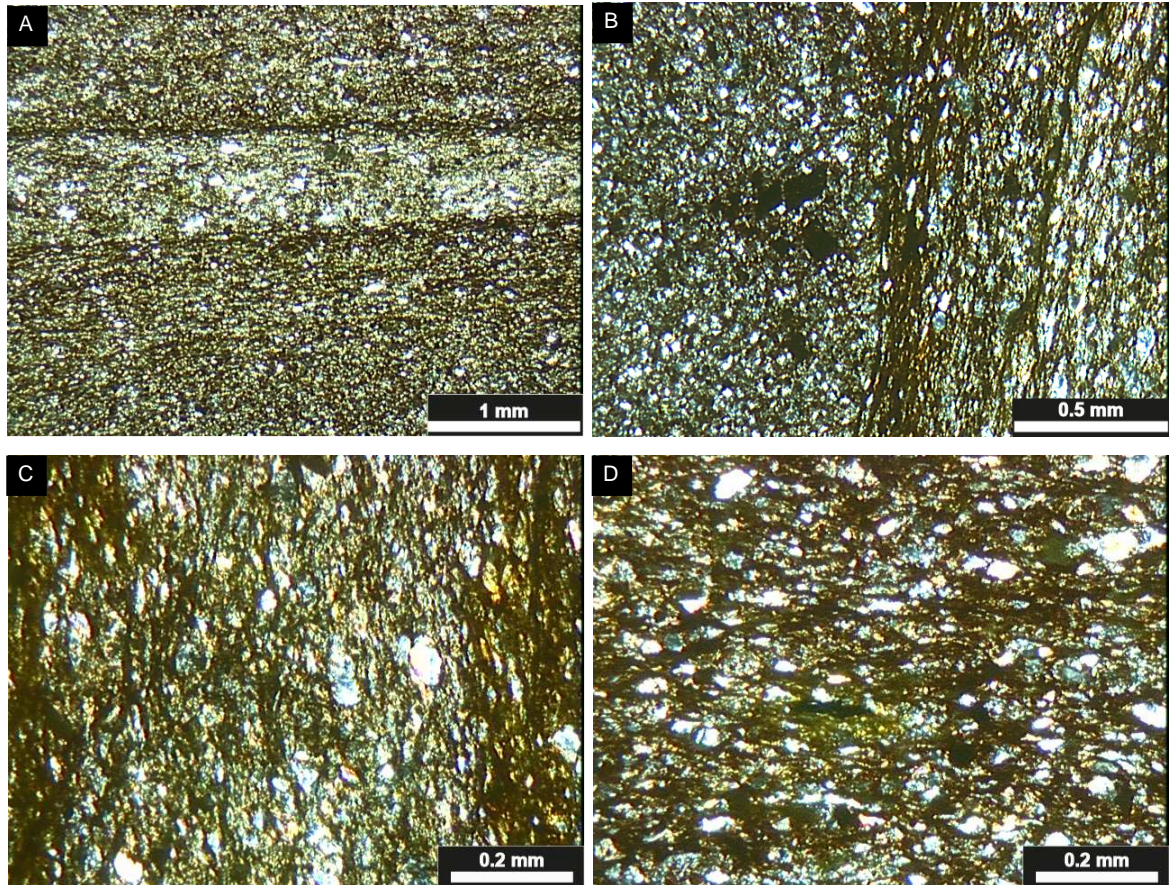


Figura 26 - Fotomicrografias de Metassiltitos. (A) Acamamento primário bem destacado pela variação composicional; (B) Detalhe de acamamento primário; (C) e (D) Clivagem ardosiana em níveis ricos em quartzo.

4.2.3. Metapelitos

Os metapelitos são as litologias menos abundantes na área do Complexo Arroio da Porteira. Apresentam cor que varia desde o castanho claro, castanho avermelhado e por vezes acinzentado, ocorrendo morfologicamente como áreas aplainadas do terreno (Fig. 27).

Assim como nos metasiltitos, a principal estrutura dos metapelitos é uma clivagem ardosiana caracterizada pela orientação de filossilicatos, principalmente, muscovita. Apresentam ainda clivagem de crenulação F2 bastante destacada e também clivagens de fratura associadas as dobras F3 e F4.

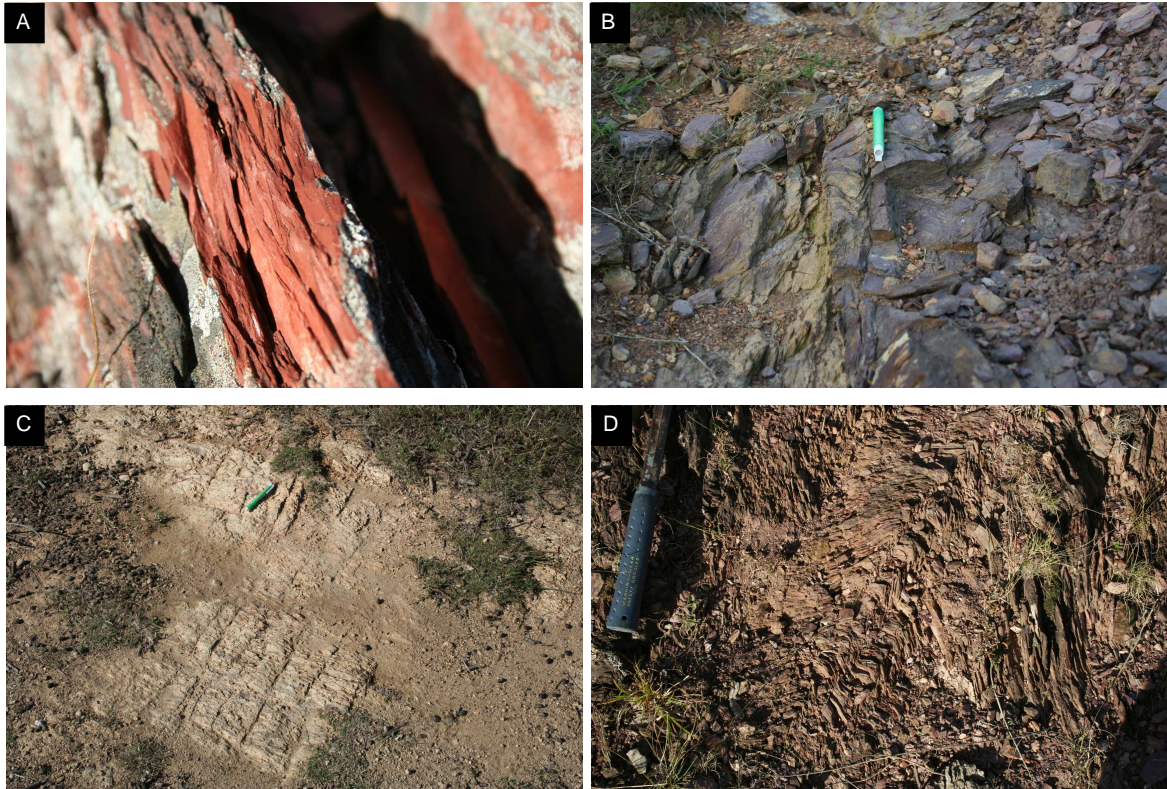


Figura 27 - (A) Detalhe de clivagem ardosiana em metapelite; (B) Clivagem de crenulação e dobra F2; (C) Clivagem de fratura F4; (D) Dobra F3 em metapelite.

Ao microscópio a principal textura dos metapelitos é a lepidoblástica fina e as estruturas mais marcantes são a clivagem ardosiana e a clivagem de crenulação. A clivagem ardosiana S1 é bem preservada e marcada pela textura lepidoblástica fina da muscovita. A clivagem de crenulação (S2) é uma estrutura penetrativa que também ocasiona a *boudinagem* e o rompimento de níveis micáceos. Em uma amostra orientada, este *poles ou microlitons* estão rotacionados no sentido sinistral conforme ilustrado na figura 28.

Quando analisados em lâmina delgada verificou-se que os metapelitos são compostos principalmente por muscovita, clorita e minerais opacos e poucas vezes pequenos grãos de quartzo. O acamamento composicional é incipiente e algumas vezes apresentam-se como camadas com teor mais elevado de quartzo com relação as camadas dominantes de composição micácea. Quando o acamamento primário pode ser reconhecido verifica-se que o mesmo é paralelo com a S1 (Fig 29).

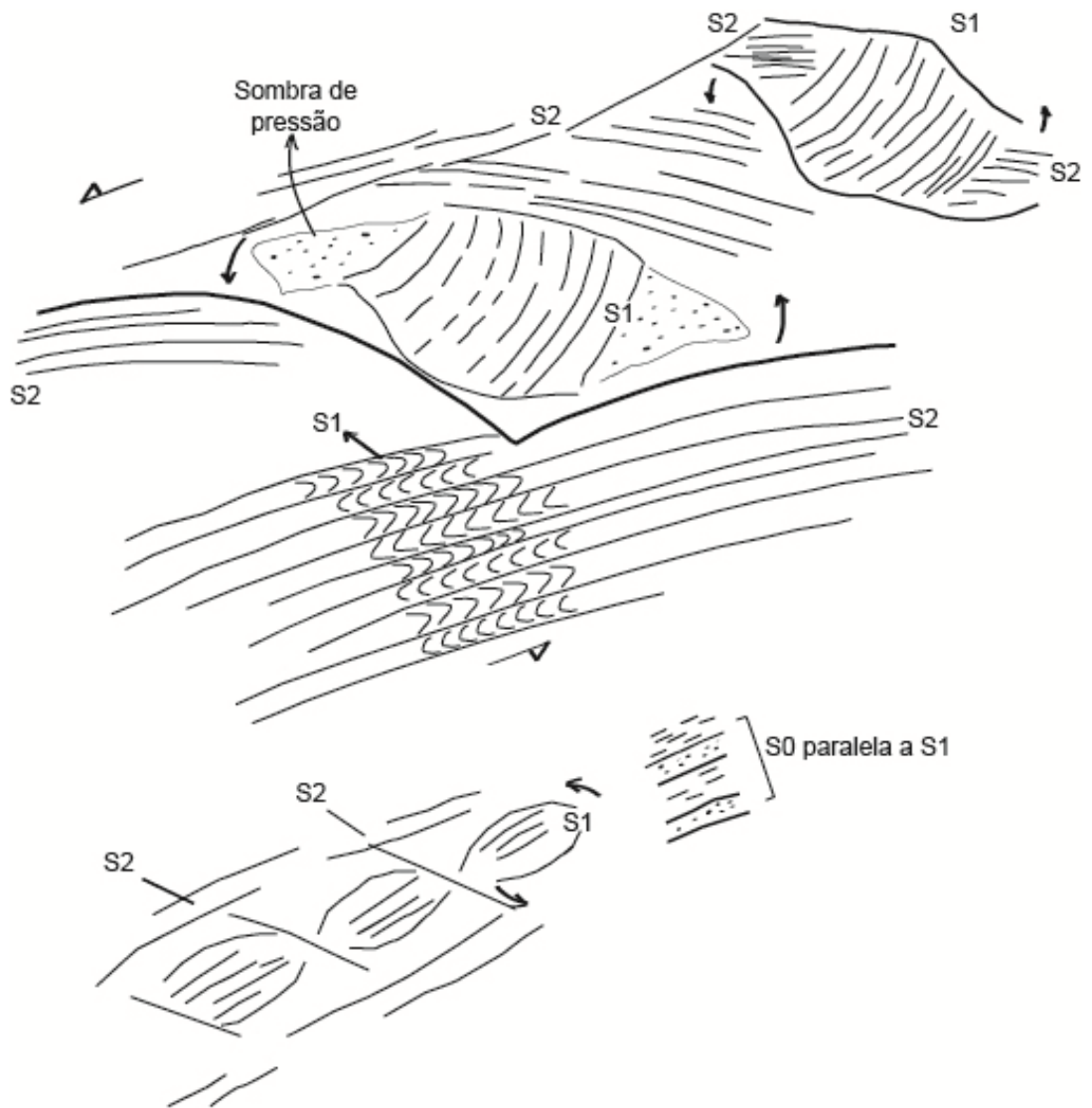


Figura 28 - Desenho esquemático feito a partir de observações em lâmina delgada demonstrando a relação entre S0, S1 e S2 em metapelitos (Dados do Projeto).

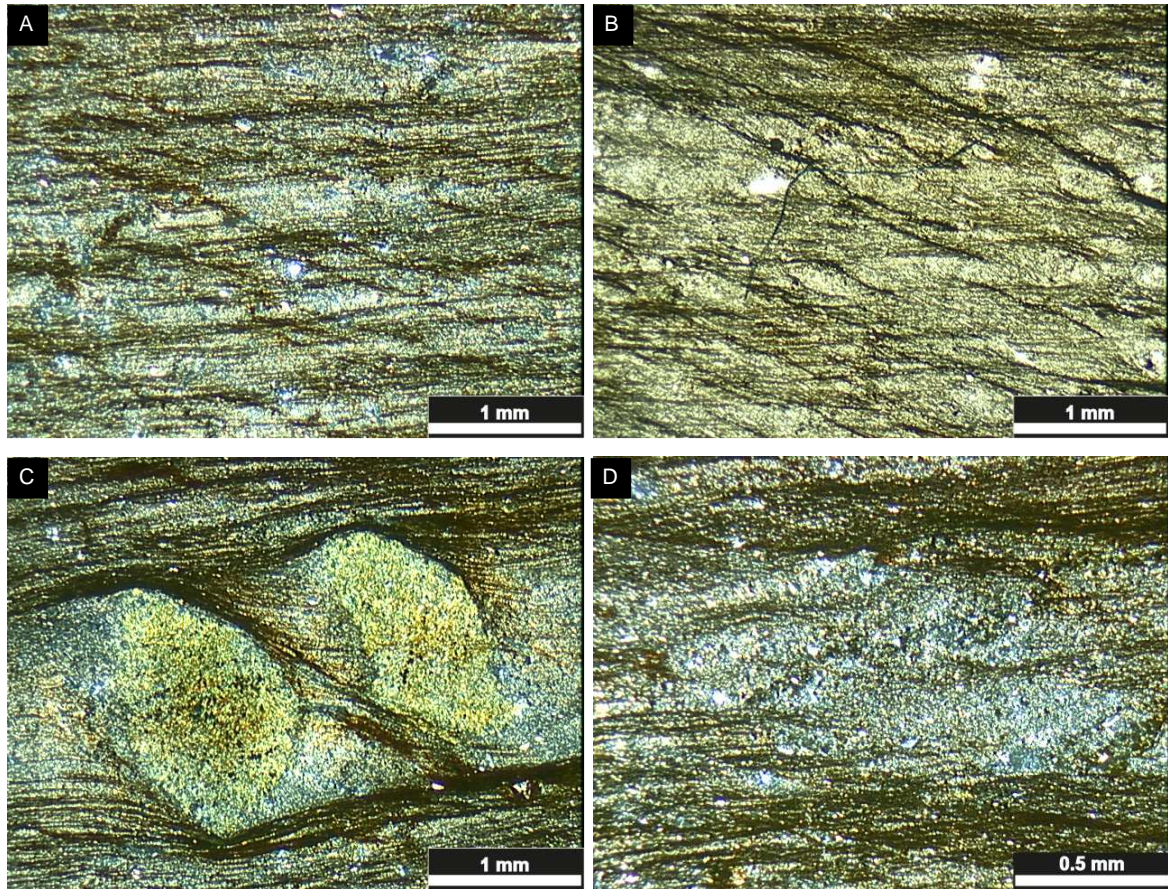


Figura 29 - Fotomicrografias de metapelitos com as imagens que permitiram estabelecer as relações demonstradas na figura anterior (Fig. 28). (A) e (B) relação entre acamamento primário, S1 e S2; (C) Micrólitos rotacionados de níveis ricos em quartzo; (D) Detalhe de micrólitos.

4.2.4. *Metaperidotitos*

Na etapa de campo deste trabalho foram reconhecidos dois corpos de metaperidotitos, ambos estão localizados nos pontos LR-02 e LR-27. Os mesmos ocorrem como pequenos corpos imbricados em meio a metasiltilitos e metapelitos em regiões rebaixadas do terreno. Os afloramentos são compostos basicamente por campos de blocos que variam desde poucos centímetros até aproximadamente 50 cm de diâmetro (Fig. 30). Em amostras macroscópicas são visíveis cristais de Olivina e Piroxênio e no afloramento as bordas do metaperidotito são serpentinizadas.

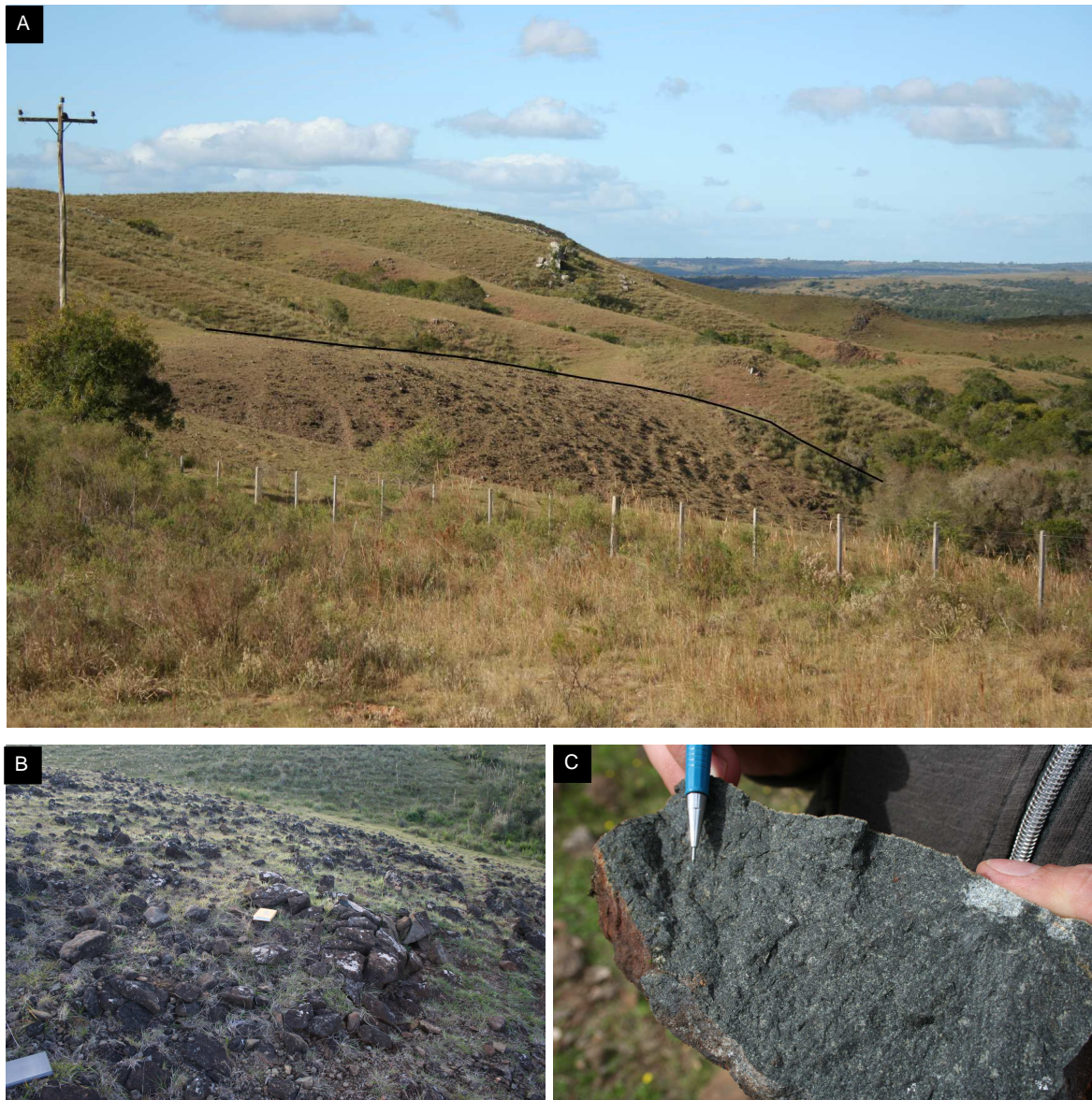


Figura 30 – (A) Afloramento de metaperidotito em meio a metassedimentos (linha em preto marcando o contato entre ambos); (B) Visão geral de afloramento de metaperidotito composto por blocos; (C) Amostra macroscópica de metaperidotito.

Quando analisadas em lâmina delgada os Metaperidotitos apresentam textura blastoequigranular grossa (2-4mm) e textura blastocumulática caracterizada por inclusões de cristais euédricos de olivina em cristais prismáticos e subédricos de ortopiroxênio, com cristais amebóides de clinopiroxênio e de hornblenda marrom com material intercúmulos. Os cristais de olivina e ortopiroxênio estão fraturados e as fraturas preenchidas por serpentina e magnetita. A textura *mesh* está caracterizada por fragmentos de cristais de olivina envolvidos por serpentina (Fig. 31).

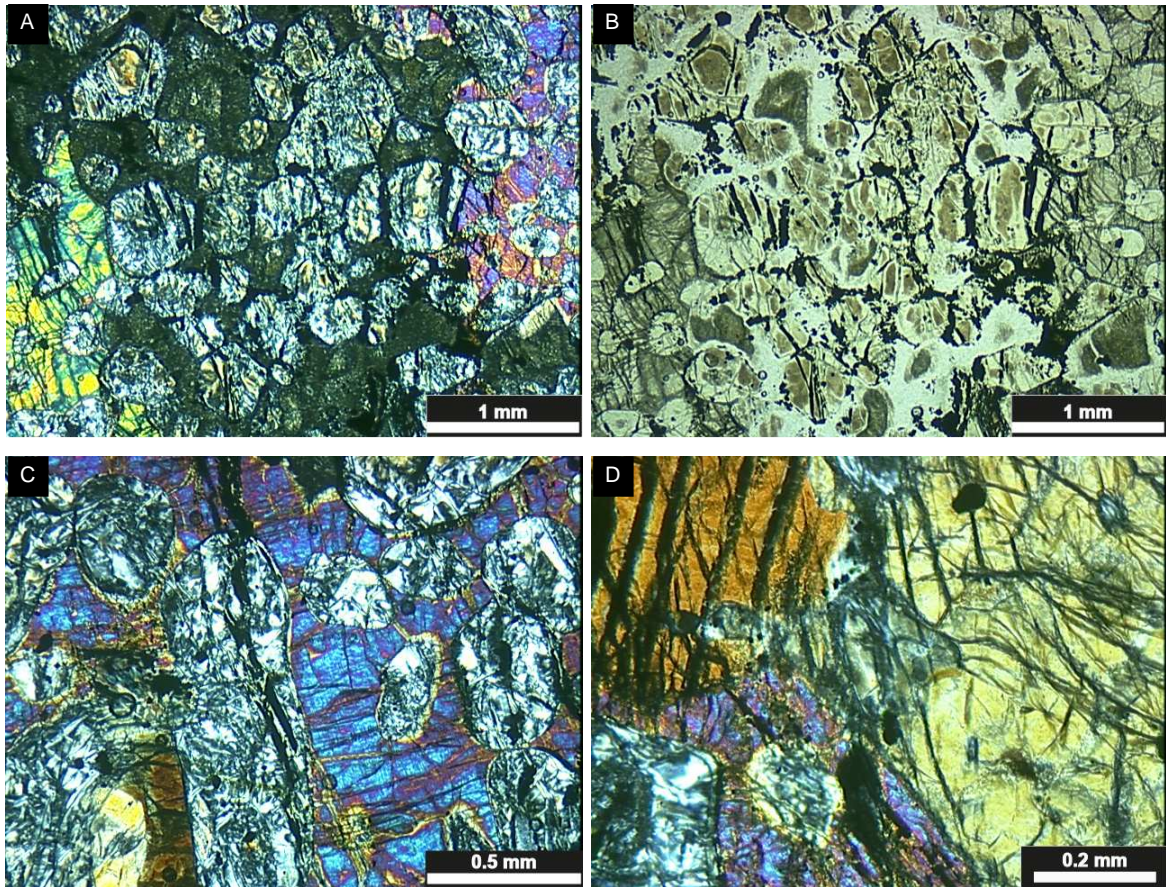


Figura 31 - (A) Metaperidotito visto em lâmina delgada destacando textura cumulática LX. (B) Metaperidotito visto em lâmina delgada LN. (C) Detalhe demonstrando cristais de Olivina e Piroxênios serpentinizados. (D) Detalhe demonstrando cristais de Olivina e Piroxênios.

4.3. Geologia Estrutural

A interpretação da geologia estrutural do Complexo Arroio da Porteira teve início com a análise de fotografias aéreas de escala 1:60.000. Uma importante feição analisada foi a disposição espacial dos lineamentos da área estudada (Fig. 33), estas morfoestruturas são observadas na área como feições superficiais alinhadas e retilíneas, observadas principalmente na forma de cristas alinhadas, vales alinhados e lineamentos tonais, sendo estes de pequeno porte. A partir da fotointerpretação foram identificados os traços principais da foliação metamórfica, a existência de cristas alongadas de relevo positivo, dobramentos suaves e a presença de descontinuidades regionais interpretadas como zonas de cisalhamento.

As cristas quando observadas em fotos aéreas apresentam uma coloração cinza muito claro e mata galeria praticamente inexistente, já as regiões de menor elevação apresentam coloração cinza escuro com presença moderada de mata galeria. O padrão de drenagem pode ser caracterizado como pinado de textura fina com canais adaptados as estruturas do terreno.

Quatro principais zonas de falhas foram reconhecidas e posteriormente checadas em campo. Além dessas falhas, feições caracterizadas por dobras abertas sobre a foliação principal definem a foliação S4, uma das estruturas mais visíveis e marcantes, que causam ondulações nas cristas de metarenitos como pode ser observado na figura 34.

Como estruturas primárias foram encontradas superfícies de acamamento primário, estas podem ser reconhecidas em campo de diferentes maneiras. Nas cristas observa-se que o acamamento é caracterizado pela variação do tamanho do grão em camadas contínuas e retilíneas, caracterizando uma intercalação de diferentes litologias, principalmente entre metarenitos e metassiltitos. Nos corpos de metassiltitos observam-se intercalações são rítmicas de níveis muito finos, contínuos e irregulares com diferentes teores de quartzo em relação a níveis mais ricos em micas. A disposição dos 25 dados de S0 coletados indicam para esta estrutura uma orientação média de 270;80 (Fig. 32).

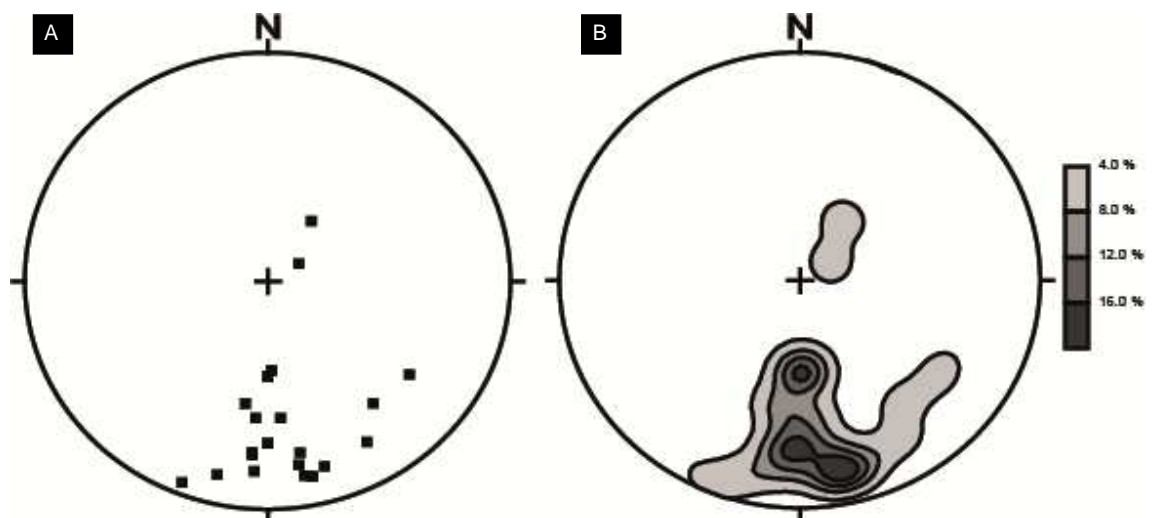


Figura 32 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para acamamento primário.

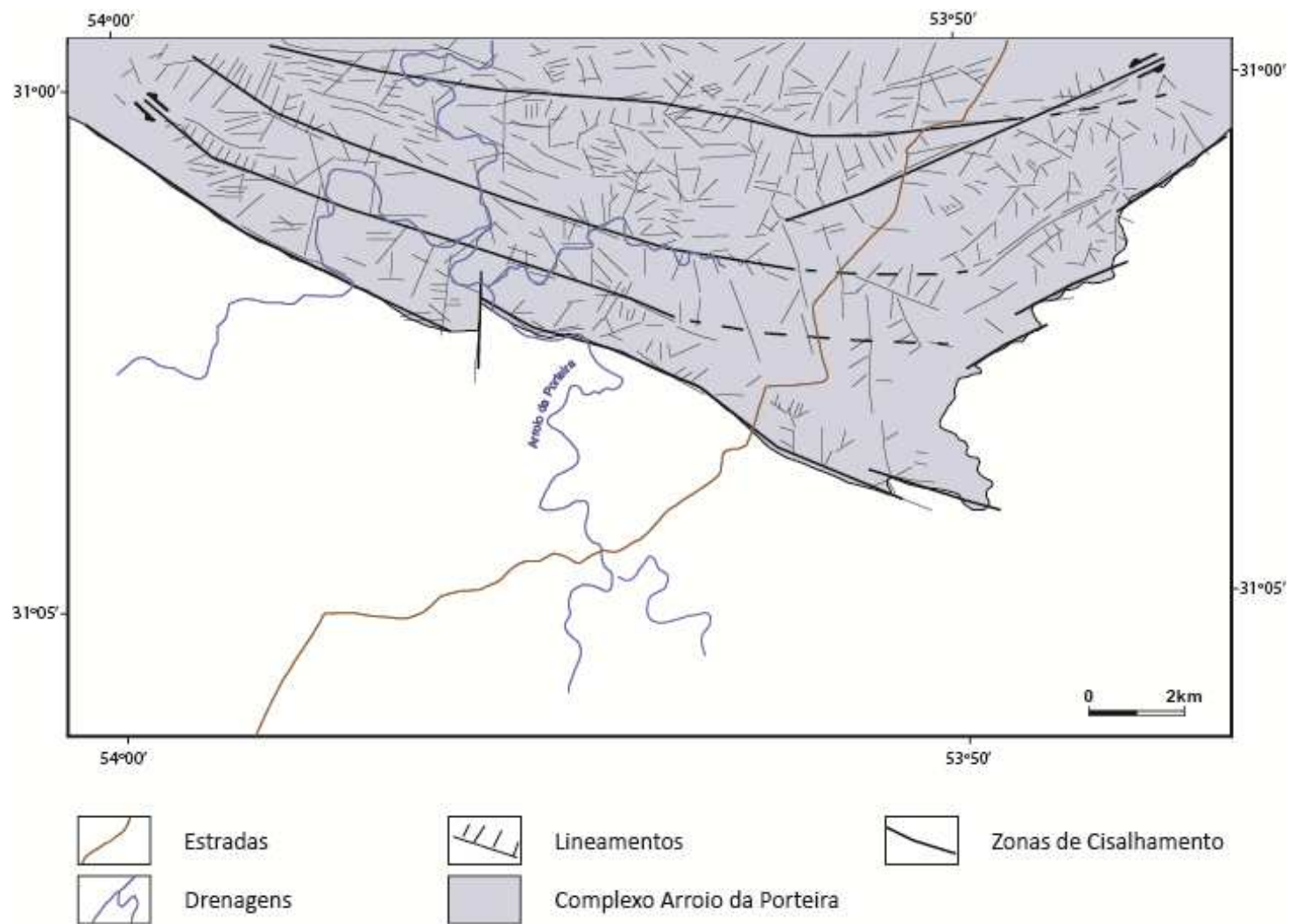


Figura 33 - Figura demonstrando a fotointerpretação de lineamentos do Complexo Arroio da Porteira (Dados do Projeto).

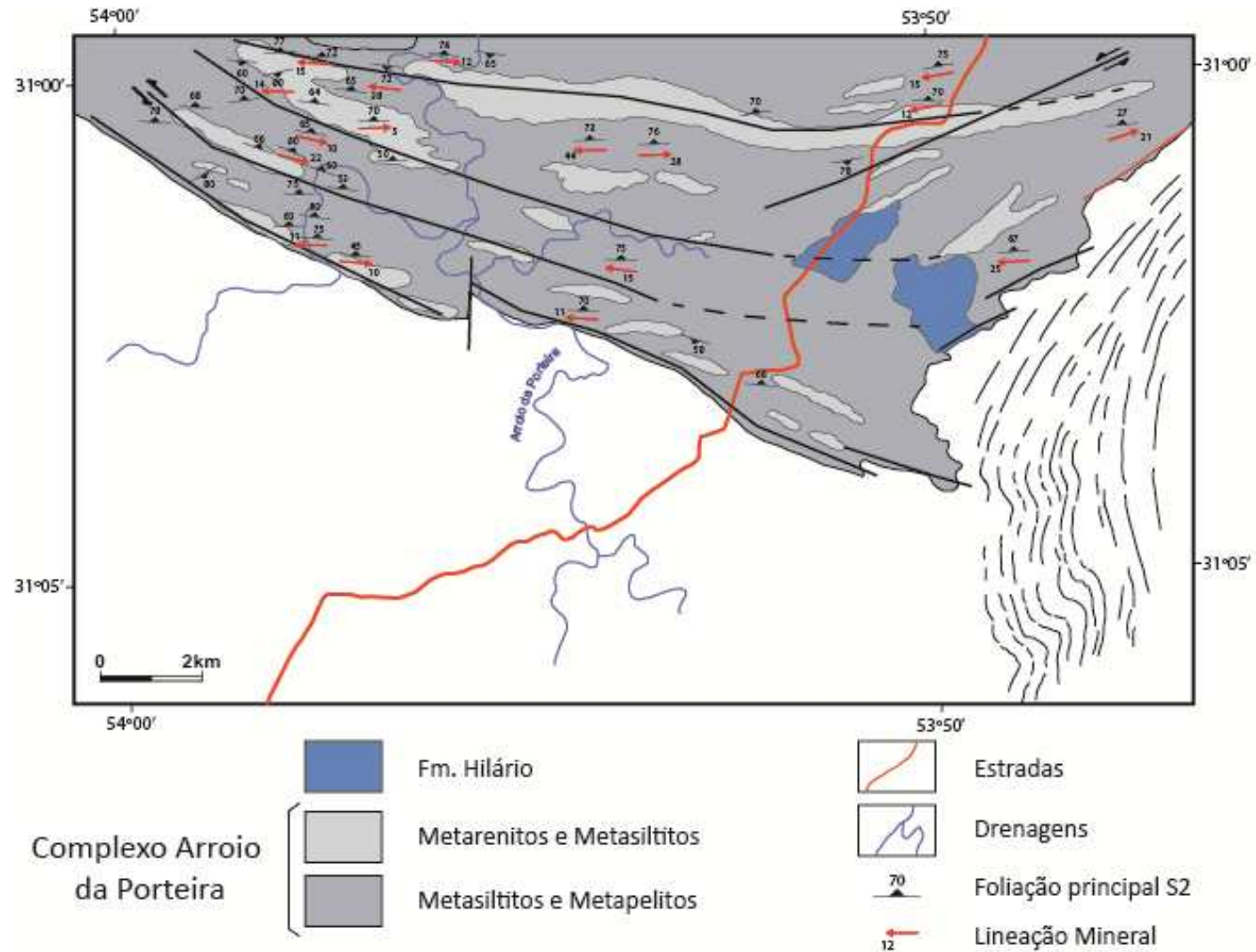


Figura 34 - Fotointerpretação demonstrando as diferenças litológicas que compõe o Complexo Arroyo da Porteira, as zonas de cisalhamento e outros lineamentos marcantes (Dados do Projeto).

Em termos de estruturas tectônicas foram reconhecidas quatro diferentes superfícies, as mesmas seguem descritas de maneira sucinta:

- S1 – Clivagem ardosiana, pode ser notada tanto em escala microscópica quanto em escala macroscópica em metasiltilitos e metapelitos, possui caráter penetrativo e está caracterizada pelo crescimento metamórfico de muscovita e clorita orientadas segundo uma textura lepidoblástica. Apresenta espaçamento submilimétrico marcado pela orientação de minerais micáceos e esta disposta de modo paralelo ao acamamento primário. A foliação S1 representa a principal foliação metamórfica do complexo, visto que a ocorrência de zonas com transposição desta foliação são restritas. A atitude geral média da foliação S1 é 280;56, ocorrendo variações de direção até a direção 300, e dos mergulhos entre 60 e 80° (Fig. 35).

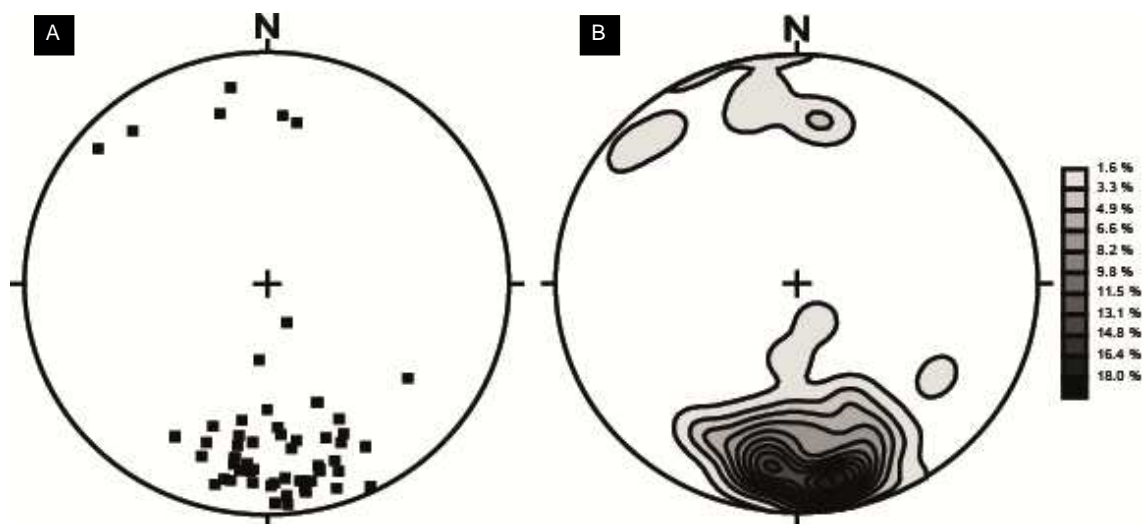


Figura 35 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S1.

• S2 – Clivagem de crenulação, pode ser notada tanto em escala microscópica quanto em escala macroscópica em metasiltilos e metapelitos, apresenta espaçamento milimétrico. Esta estrutura é observada em campo quando são identificadas as dobras F2. Tais dobras se caracterizam por formas isoclinais a fechadas e sua ocorrência é restrita, associada a zonas de mais alta deformação onde a transposição foi efetiva. A superfície axial desta fase esta caracterizada pelo crescimento de minerais metamórficos principalmente, muscovita e clorita. A atitude geral das superfícies axiais de S2 medidas em campo apontou valores médios ao redor de E-W com mergulhos subverticais com pequena variação para os azimutes 280 e 300 (Fig. 36). Os eixos das dobras isoclinais apresentam direção principal entre os azimutes 240-260 e 110, com caimentos entre 7 e 35° (Fig. 37). Em lâminas delgadas essa relação é bem marcada e a S2 faz ângulo aproximado de 30° com a S1 (Fig. 23).

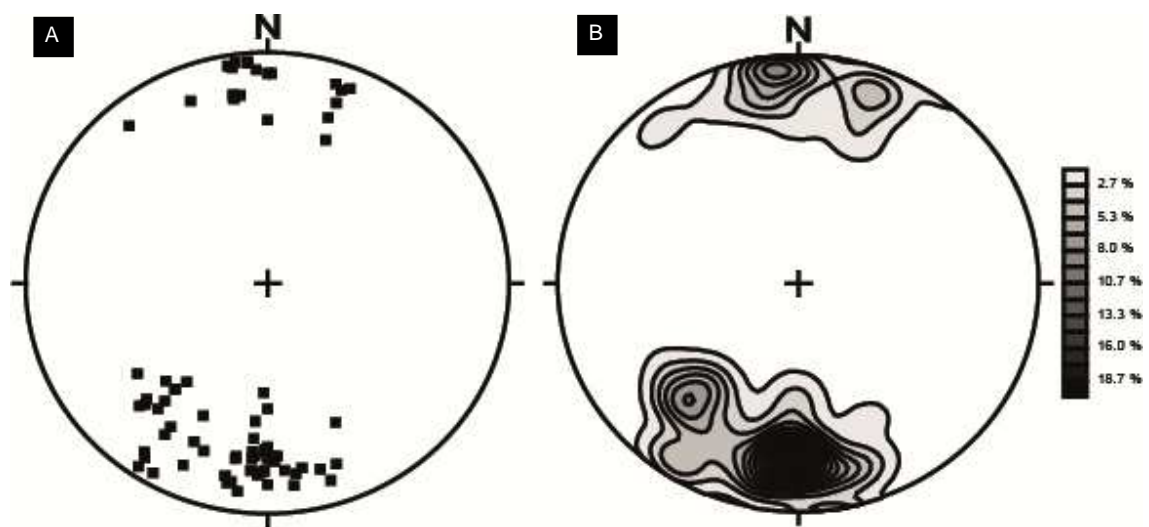


Figura 36 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S2.

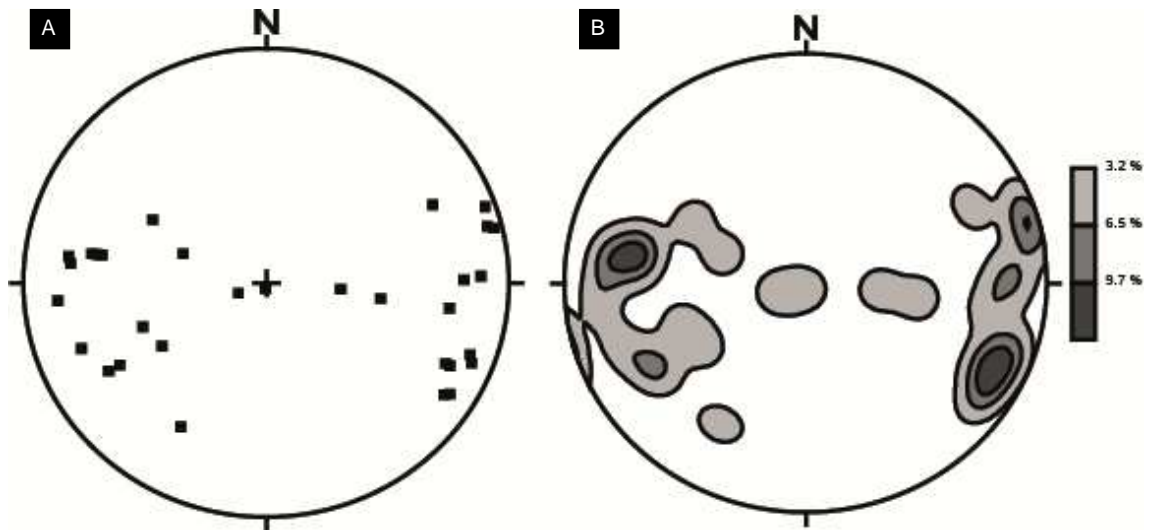


Figura 37 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F2.

Associada ao desenvolvimento de S1 e S2 tem-se uma lineação mineral de baixo ângulo caracterizada por uma orientação dominante para 280-290 e 110-120, com caimentos inferiores a 10° (Fig. 38). A relação entre a lineação mineral e a atitude média da clivagem ardosiária é caracterizada por um baixo ângulo (rake positivo entre 10 e 15°) sugerindo que a estruturação da área é o resultado da atuação de uma deformação transcorrente.

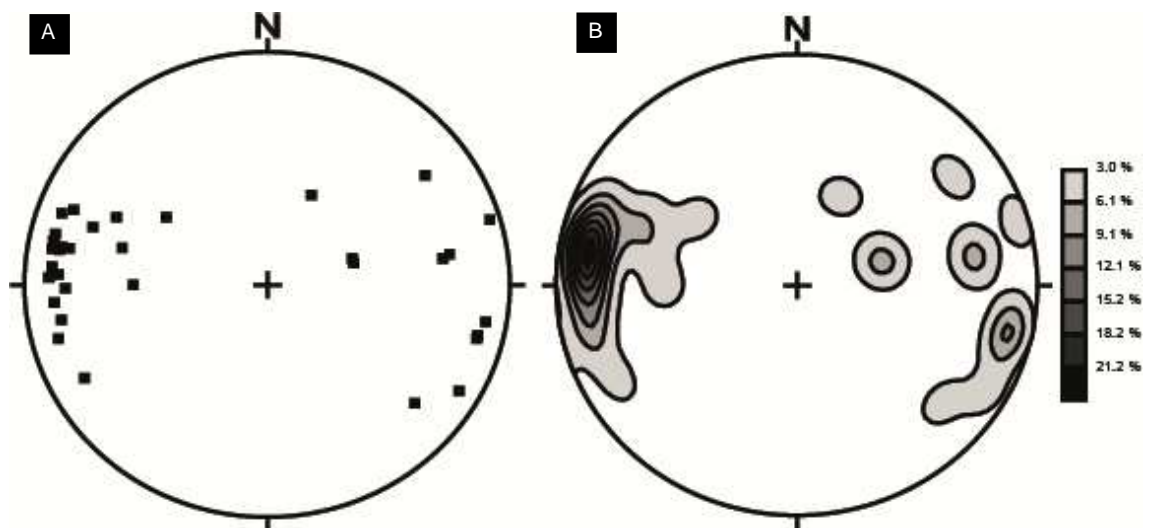


Figura 38 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando lineação mineral para F2.

• S3 – Gerada por deformação compressiva, pode ser notada em escala macroscópica através da formação de dobras aproximadamente normais, abertas a apertadas com eixos direcionados respectivamente, para 260-270°, com caimentos de 5 a 30° e, para 045-065, com caimento entre 20 e 50° (Fig. 39). A superfície axial destas dobras é constituída por uma clivagem de fratura com espaçamento entre 10 e 30 cm. A atuação deste padrão de dobramentos resulta em ondulações e mudanças de direção da foliação principal (S1-S2), de eixos de dobras F2 e da lineação mineral (Fig. 40).

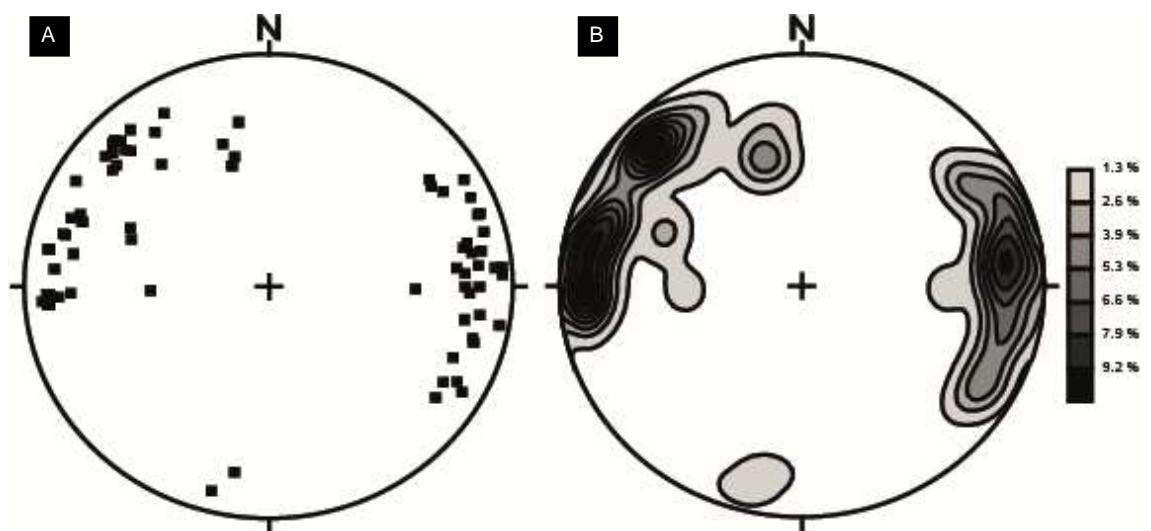


Figura 39 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S3.

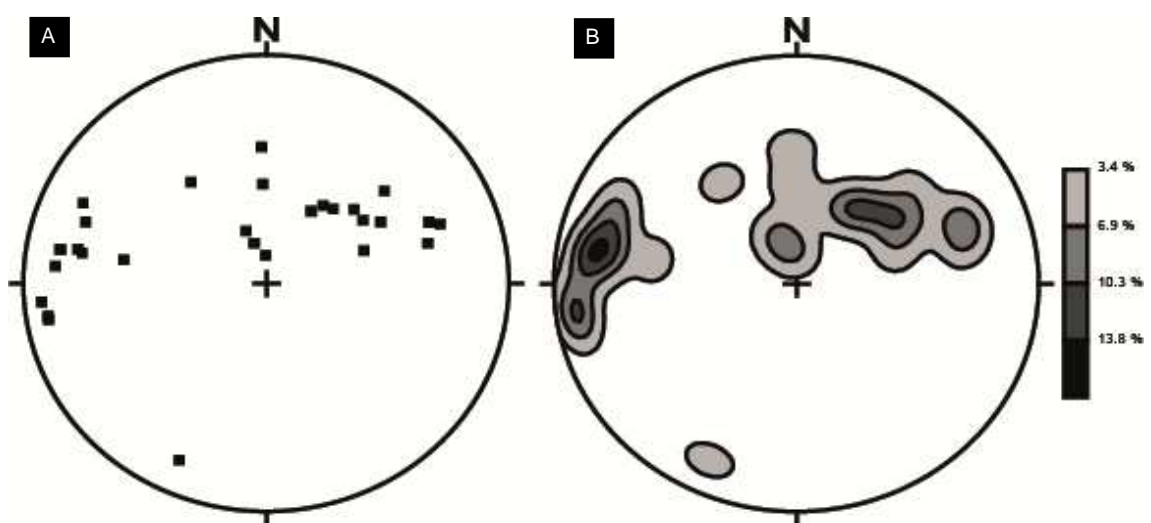


Figura 40 – (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F3.

• S4 – Superfície gerada por deformação compressiva com σ_1 perpendicular ao σ_1 característico da S3. Esta superfície pode ser notada em escala megascópica através de dobras abertas, e em escala de afloramento observa-se uma clivagem de fratura associadas ao plano axial das dobras F4. A clivagem de fratura S4 apresenta atitudes variáveis entre 015 e 030, com mergulhos subverticais (Fig. 41). Os eixos das dobras F4 tem atitudes entre 280 e 320, com caimento em torno de 10° (Fig. 42).

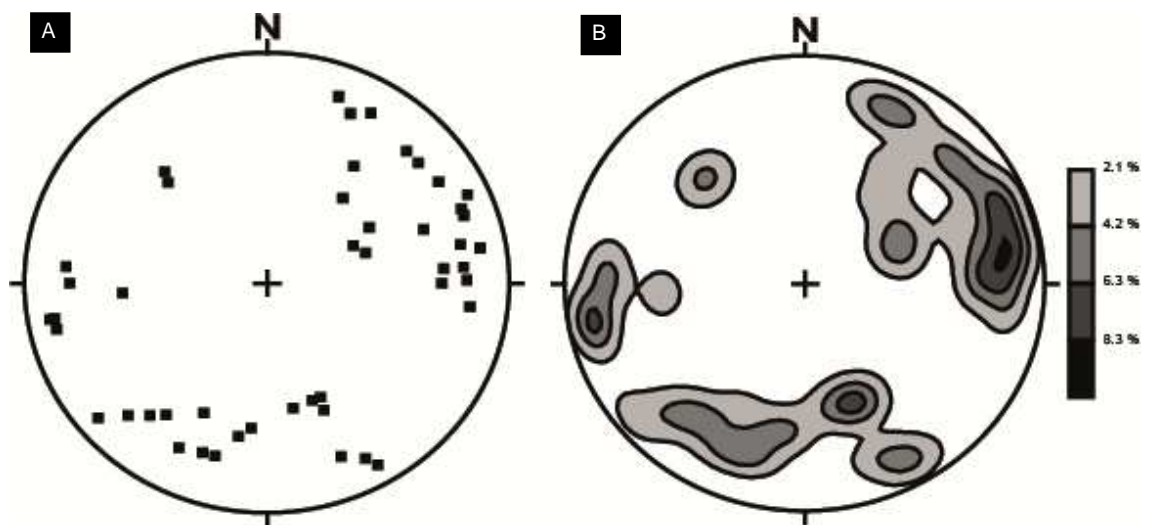


Figura 41 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando contagem de pólos para S4.

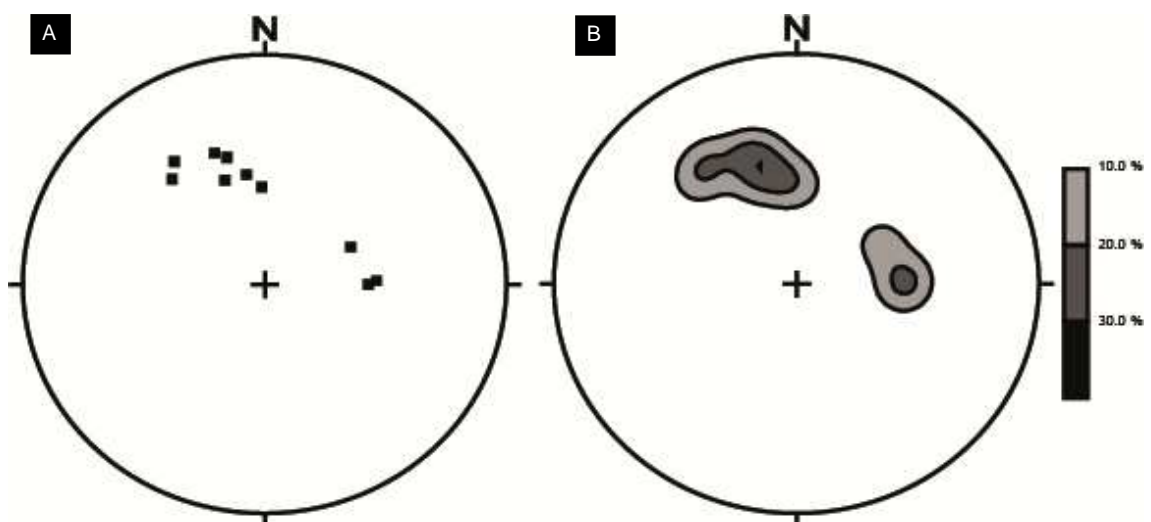


Figura 42 - (A) Diagrama equiárea de Schmidt e (B) Diagrama de pólos de Kalsbeek representando eixos de dobra F4.

4.4. Metamorfismo

A análise petrográfica e os dados de campo indicaram uma grande preservação de estruturas e texturas sedimentares. As estruturas tectônicas e metamórficas indicam que as litologias do Complexo Arroio da Porteira foram submetidas a um grau metamórfico muito baixo, transitando da diagênese para condições anquimetamórficas. Os minerais metamórficos observados foram clorita e muscovita em metasiltitos e metapelitos e clorita, muscovita, quartzo e epidoto em metarenitos.

A passagem da diagênese para rochas com metamorfismo incipiente ocorre de modo gradual e pode ser identificada com base em estudos microscópicos e de difratometria de raios X. Os produtos do início do metamorfismo, entretanto, são diferentes para cada tipo de rocha e ocorrem em temperaturas variando entre 150° e 300° C.

As prováveis reações metamórficas ocorridas nas litologias estudadas podem ser caracterizadas pelas reações abaixo:

- $\text{ilita} \leftrightarrow \text{mica branca (sericita + fengita)}$
- $\text{caolinita} + \text{quartzo} \leftrightarrow \text{pirofilita} + \text{H}_2\text{O}$
- $\text{montmorilonita} + \text{quartzo} \leftrightarrow \text{muscovita fengítica} + \text{pirofilita} + \text{H}_2\text{O}$
- $\text{fengita} + \text{quartzo} \leftrightarrow \text{clorita} + \text{pirofilita} + \text{H}_2\text{O}$

As condições de grau metamórfico e taxas de deformação baixas resultaram numa considerável preservação de texturas e estruturas primárias, podendo-se destacar a preservação das superfícies de acamamento primário observadas principalmente em metasiltitos e metarenitos, a preservação de poros preenchidos por franjas de argilominerais diagenéticos em metarenitos, a preservação de argilominerais cimentando grãos em arenitos.

Uma maneira confiável de distinção entre diagênese de alto grau e o anquimetamorfismo é a análise de ilitas através de difratometria de raios X. As ilitas detríticas e diagenéticas dos sedimentos argilosos praticamente não possuem camadas mistas, mas com o aumento da pressão e da temperatura passa a haver uma gradativa transformação polimórfica do tipo 1Md para 2M, que gradativamente

organiza-se segundo uma foliação, definindo uma zona onde tem início o anquimetamorfismo. Estas transformações se completam no início da zona de cristalização da clorita e ou biotita que por sua vez marca o início do metamorfismo.

Foram analisadas seis amostras de metasiltitos e metapelitos através da técnica de difratometria de raios X, e medidos os índices de cristalinidade de Kübler (KÜBLER, 1964) para distinção entre ilitas metamórficas e diagenéticas, segundo esta técnica as amostras de metasiltito e metapelito analisadas contém ilitas metamórficas.

A distribuição das paragêneses observadas em lâminas delgadas no mapa da figura 43 indica um aumento de grau metamórfico na direção N, marcado pelo crescimento de epidoto a partir da porção central da área.

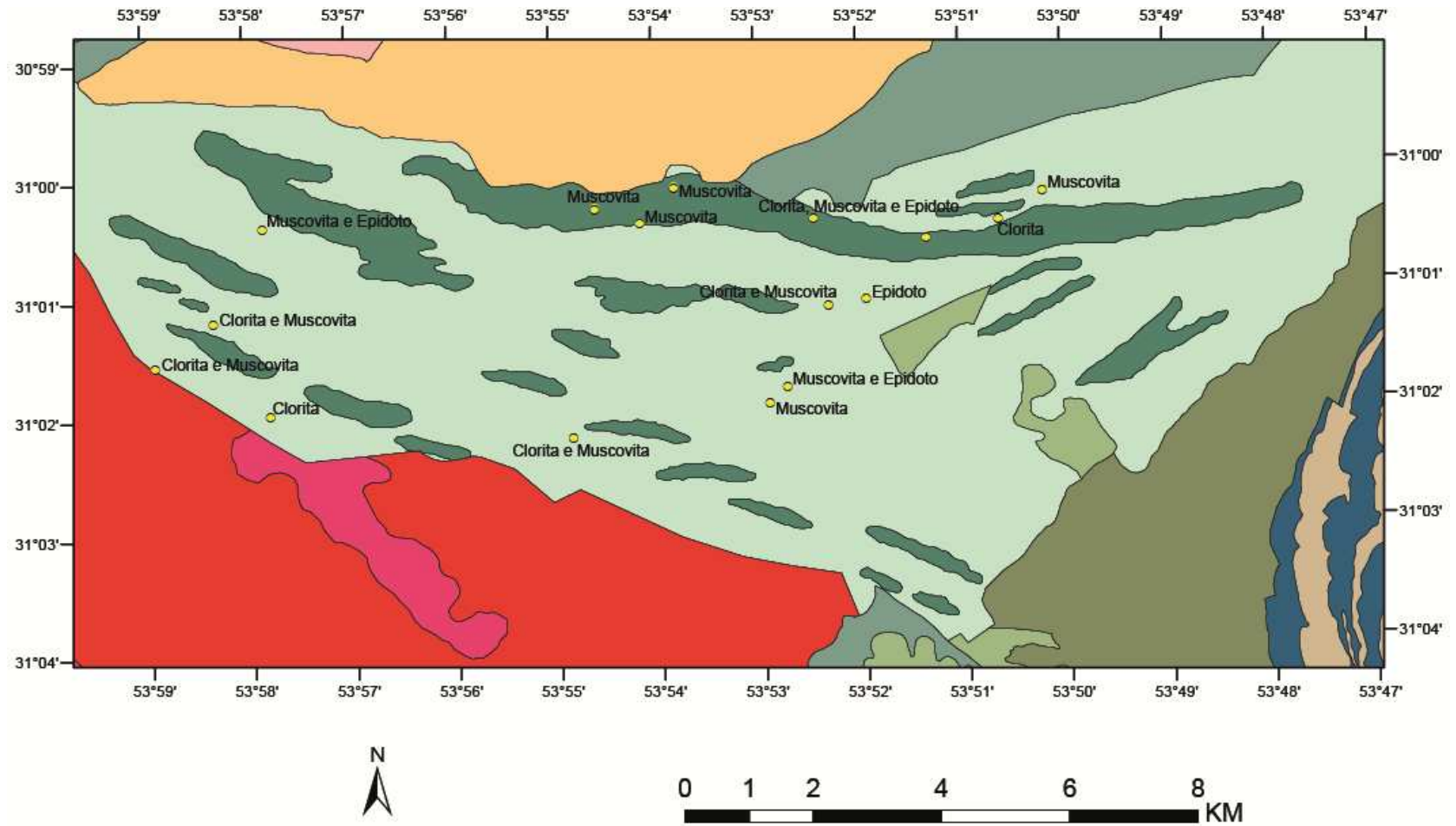


Figura 43 – Mapa demonstrando a variação de minerais metamórficos na área estudada verificados em lâminas delgadas (Dados do Projeto).

4.5. Conclusões

Conclui-se que a área estudada, correspondente ao Complexo Arroio da Porteira, é composta por estratos formados na parte profunda de uma bacia de margem passiva, que depositou através de correntes de turbidez espessas sequências dominadas por siltitos homogêneos de idade provavelmente Neoproterozóica pertencente ao extinto Oceano Charrua. Estes estratos foram posteriormente deformados e metamorfisados em condições de muito baixo a baixo grau por um evento de metamorfismo regional orogênico, e hoje estão localizados no limite entre o Cráton Rio de la Plata e o Terreno São Gabriel.

A área é composta por três tipos principais de metassedimentos que ocorrem intercalados ao longo de toda a área estudada, metasiltitos, metapelitos e metarenitos apresentando um bom nível de preservação de suas estruturas e texturas primárias. A transição das condições diagenéticas para anquimetamórficas foi corroborada pela caracterização de illita metamórfica nas análises de Difractometria de raios X em metapelitos e metasiltitos.

O bom nível de preservação de tais estratos nos permite classificar as litologias como formadas em um ambiente subaquoso profundo, corroborado por metaperidotitos (prováveis remanescentes ofiolíticos) imbricados e observados na área estudada. A análise da disposição dos estratos nos permite inferir que teriam sido formados em um ambiente de leques submarinos com correntes de turbidez associadas, as feições rítmicas com que os metassedimentos apresentam-se e a sucessiva intercalação dos destes registros corroboram esta hipótese, já aventada por Oliveira *et al.* (2003).

A análise apurada dos metarenitos, compostos principalmente por grãos de quartzo e poucos fragmentos líticos de origem metamórfica indicam que a fonte dos sedimentos e anteparo para o desenvolvimento da bacia era do tipo cratônico, correspondendo ao Cráton Rio de La Plata localizado ao sul da bacia.

A área foi afetada por esforços compressivos sob condições dúcteis. Puderam ser identificadas três fases de deformação, a primeira gerou nos metamorfitos uma clivagem ardosiana, seguida de três distintas fases de dobramentos (F2, F3 e F4). Os dois primeiros eventos geraram a clivagem ardosiana S1 e a clivagem de crenulação S2, enquanto os últimos eventos estão caracterizados por uma clivagem de fratura associadas as dobras F3 e F4. O baixo ângulo observado entre a lineação

mineral e atitude média da clivagem ardosiana é indicativo de que a estruturação da área é resultado de uma deformação transcorrente. O grau de metamorfismo do Complexo Arroio da Porteira varia de muito baixo a baixo, gradando de condições anquimetamórficas até a fácies Xistos Verdes, zona da clorita, com aumento de grau metamórfico em direção ao norte.

A evolução e a estruturação tectônica da área estudada correspondem a construção e estruturação do denominado Lineamento de Ibaré, que a partir dos dados apresentados pode ser considerado uma zona de cisalhamento dúctil que foi reativada por sucessivos episódios posteriores.

5. REFERÊNCIAS

ALBERS, A.P.F.; MELCHIADES, F.G.; MACHADO, R.; BALDO, J.B.; BOSCHI, A.O. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. **Cerâmica**. São Paulo: v.48, p.34-37.

AUGUSTIN Jr, P. 2006. **Caracterização Geológica e Geoquímica das rochas metavulcânicas do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS**. 67f. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

BABINSKI, M.; CHEMALE Jr F.; HARTMANN, L.A.; Van SCHMUS, W.R.; SILVA L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. **Geology**, 24: 439-442.
BUSBY, C.J.; INGERSOLL, R.V. 1995. **Tectonics of sedimentary basins**. London: Blackwell Science.

CAMOZZATO, E., LOPES, R. da C. 2009. **Mapa Geológico da Folha Hulha Negra – v.1. SH.22-Y-C-I. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil – PLGB. Porto Alegre: CPRM.**

CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, J.F. 1974. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul: escala 1:1.000.000**. Porto Alegre: UFRGS-Instituto de Geociências. 1 mapa.

CARVALHO, P.F. de. 1932. Reconhecimento geológico do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira**. Rio de Janeiro, v. 66, p. 1-72.

CHEMALE Jr. ,F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do sul, CIGO.

COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; FERNANDES, L.A.D., CAMOZZATO, E. & AZEVEDO, M.L.V. 1995. Compartimentação tectônica das associações de rochas Pré-Cambrianas do Escudo Sul-Riograndense baseada em dados de magnetometria e gravimetria. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 19-22 nov., Gramado. **Boletim de Resumos Expandidos...** Gramado: SBG, 1995.

DICKINSON, W. R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W. R.(Ed.) **Tectonic and Sedimentation**. Tulsa: SEPM.

DICKINSON, W. R. 1976. **Plate tectonic evolution of sedimentary basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: v.25, n.4, p. 351-375.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - Uma ontribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: v.25, n.4, p. 375-384.

FOLK, R. L. 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Austin: University of Texas Publication.

FRAGOSO CESAR A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: SBGq/IG-USP, Workshop Geol. Isot. litoquímica regiões Sul e Sudeste do Brasil, **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBGq 1990.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário Camboriú. **Anais...** Balneário Camboriú: SBG. 1980.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 362f. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1991.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; PHILIPP, R.P.; MELLO, F.M.; ENDO, I.; NUMMER, A.R.; PRECIOZZI, F.P.; FAMBRINI, G.L.; SAYEG, H. 1998. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-americana). In: CONGRESSO URUGUAIO DE GEOLOGIA, 2. Punta del Este. **Atas...** Montevideo: Sociedade Uruguaia de Geologia, 1998.

FRAGOSO CESAR, A.R.S; MACHADO, R.; WERNICK, E.; MCREATH, I.; PHILIPP, R.P.; SALLET, R.; ENDO, I.; ALMEIDA, T.I.R.; SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L.; SILVA FILHO, W.F. da; DEHLER, N.M.; TEIXEIRA, A.L. 1995. The Brasiliana plate, the Western Paranaides and Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes:

a new model for the Neoproterozoic tectonic collage of the southeastern South America. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA,6., **Boletim de Resumos Expandidos...** Porto Alegre: SBG, 1995.

GOMES, C.B. 1984. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à Geologia**. São Paulo: Edgard Blucher.

GONÇALVES, D. 2008. **Caracterização mineralógica por difração de raios X e o método de Rietveld da fração argila de um latossolo vermelho distrófico em três manejos diferentes**. 176 f. Dissertação (Mestrado) - Área de Química aplicada. Universidade Estadual de Ponta Grossa, Ponta Grossa, PR.

GOÑI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense. **Avulso da Escola de Geologia**. Porto Alegre: UFRGS, 1962.

HALLINAN, S.E.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKI, W.; BRAGGION Jr., I. 1993. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo: v.23, n.3, p. 201-214.

HARTMANN, L. A. ; CHEMALE, F. ; PHILIPP, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: **50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade.

HARTMANN, L.A.; PHILIPP, R.P.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N. 2010. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. **Gondwana Research**, v.17 (2): no prelo.

HINRICHS, R. 2008. **Difração de Raios X**. Apostila da disciplina Técnicas Analíticas IG-UFRGS. Material de apoio.

HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R.G.; MOREIRA, H.L.; FUCK, G.F.; MOREIRA, M.L.D.; MARIMON, M.P.C.; PIRES, J.L.; VIVIAN, D.; MARINHO, D. ; TEIXEIRA, W. 1986. **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim**: Geologia. Rio de Janeiro: IBGE. p. 29-312. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 33).

IGLESIAS, C.M. da F.; MACÊDO, D.; CHIARELLI, F. 1980. **Projeto Lavras do Sul – RS, Geologia da Faixa IV**. 290 f.. Trabalho de Conclusão (Graduação) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1980.

INGERSOLL, R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. **Geological Society of America Bulletin**, v 100, p. 1704-1719.

JOST, H.; VILWOOCK, J. A. 1966. Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas e Estudos da Escola de Geologia**, UFRGS, Porto Alegre, v.1, n. 1, p.13-26.

JOST, H.; HARTMANN, L. A. 1984. Província Mantiqueira. In: **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher.

KÜBLER, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, v.19, p. 1093-1112.

LEINZ, V., BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, E.A. 1941. Mapa geológico de Caçapava-Lavras do Sul, RS. **Boletim da Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do RS, Diretoria da Produção Mineral**, v.90, p. 1-39.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. 1980. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo: Edgard Blücher.

LOPES, A. P.; HARTMANN, L. A., 2003. O platô oceânico Mina da Palma no Domínio São Gabriel, Escudo Sul-riograndense. **Pesquisas em Geociências**. Porto Alegre, v. 30, n. 1, p. 27-39.

MACHADO N., KOPPE J.C., HARTMANN L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 3, p. 87-90.

OLIVEIRA, A. G.; PELOSI, A. P. M. R.; FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. 2003. Introdução à caracterização litofaciológica e paleoambiental da formação Ibaré (neoproterozóico), Rio Grande do Sul. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 1. Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: UFRGS, 2003. p. 63-65.

PHILIPP, R. P. ; MACHADO, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Londres, v. 19, p. 461-478.

PHILIPP, R. P. ; NARDI, L. V. S. ; BITENCOURT, M. de F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Michel Holz; Luis Fernando de Ros. (Org.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS.

PHILIPP, R.P.; BITENCOURT, M.F.; JUNGES, S.L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, SBG, **Anais...** Curitiba, p.21.

RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W. 1999. **Pedro Osório, Folha SH.22-Y-C**: Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: CPRM. 1 CD-ROM. Escala 1:250.000.

REMUS M.V.D., MCNAUGHTON N.J., HARTMANN L.A., KOPPE J.C., FLETCHER I.R., GROVES D.I., PINTO V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 12. p. 349-366.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M.; TESSARI, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**. Rio de Janeiro: v. 127, p. 1-232.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia**. Série Geológica. Porto Alegre: v. 5, p.19-54.

RIBEIRO, M.; LICHTENBERG, E. 1978. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. Anais, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife. **Anais...** Recife: SBG, v. 6, p. 2451-2464. 1978.

SAALMANN K.; REMUS M.V.D.; HARTMANN L.A. 2006b. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. **Geological Magazine**. v. 143, p. 59–88.

SAALMANN K.; REMUS M.V.D.; HARTMANN L.A.; 2006a. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Block, southern Brazil—constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 21, p. 204–227.

SAALMANN, K. ; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. 2007. The assembly of West Gondwana - the view from the Rio de la Plata craton. In: Ulf Linnemann. (Org.). **Evolution of the Rheic Ocean**. New York: Geological Society of America, v. 115, p. 1-26.

SANTOS, E.L.; RAMGRAB, G.E.; MACIEL, L.A.; MOSMANN, R. 1989. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:1.000.000:** e parte do escudo Sul-riograndense, escala 1:600.000. Porto Alegre. 1 mapa.

SCAPIN, M. A. 2003. **Aplicação da difração e fluorescência de raios X (WDXRF):** Ensaio em argilominerais. 80 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. São Paulo, SP. 2003.

SEER, H.; BALDISSERA, I.; MOURA, Y. A. de. 1981. **Projeto Torquato Severo – Passo do Tigre: geologia da faixa I.** 166 f. Trabalho de Conclusão (Graduação) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1981.

SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. 1991, Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.9, n.2, p. 275-287.

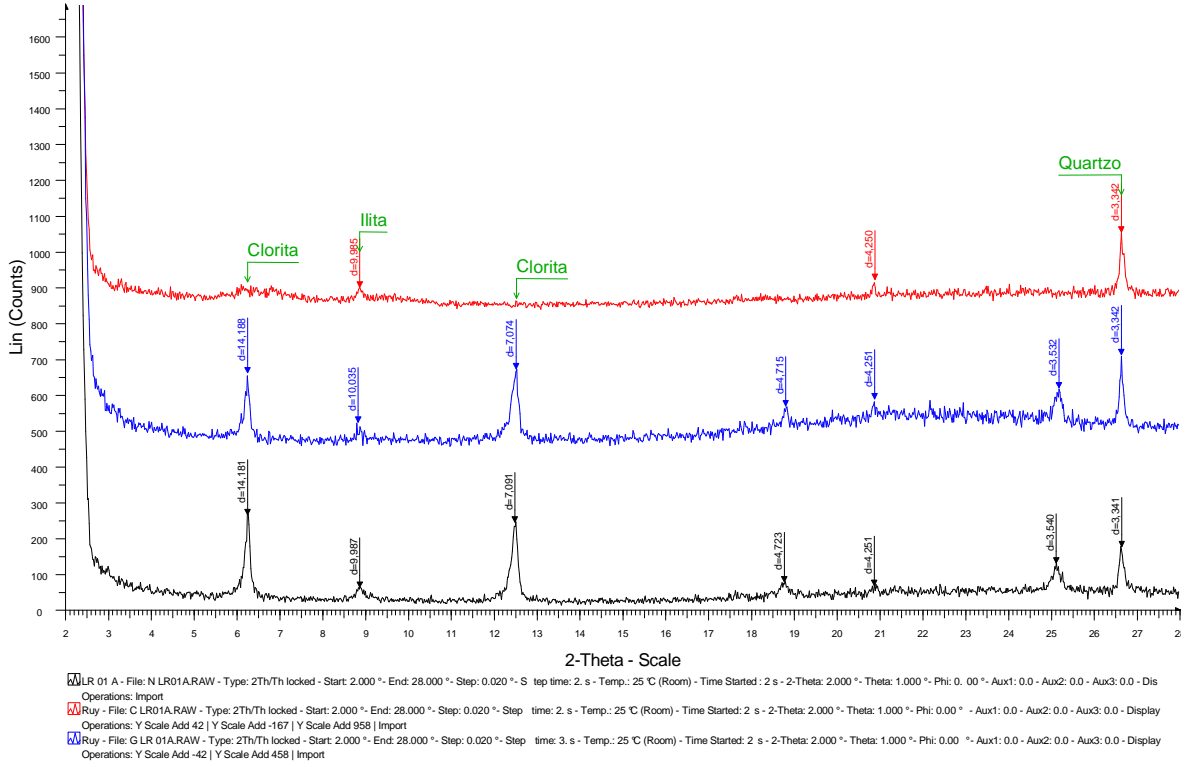
SKOOG, DOUGRAS A.; HOLLER, F. JAMES; NIEMAN, TIMOTHY A. 2002. **Princípios de Análise Instrumental.** Porto Alegre: Bookman.

TESSARI, R.; GIFFONI, L.E. 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, RS. **Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral.** Rio de Janeiro: DNPM, n. 246, p. 1-122.

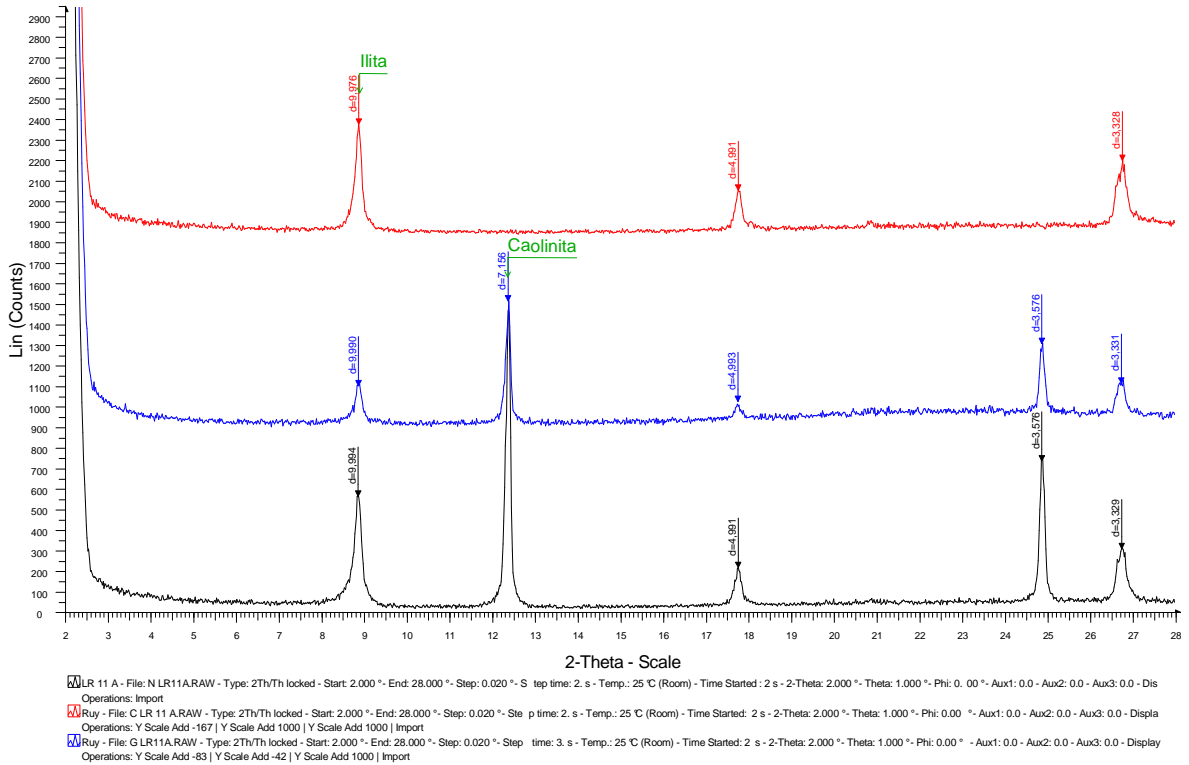
ANEXOS

Anexo 1 – Difractogramas

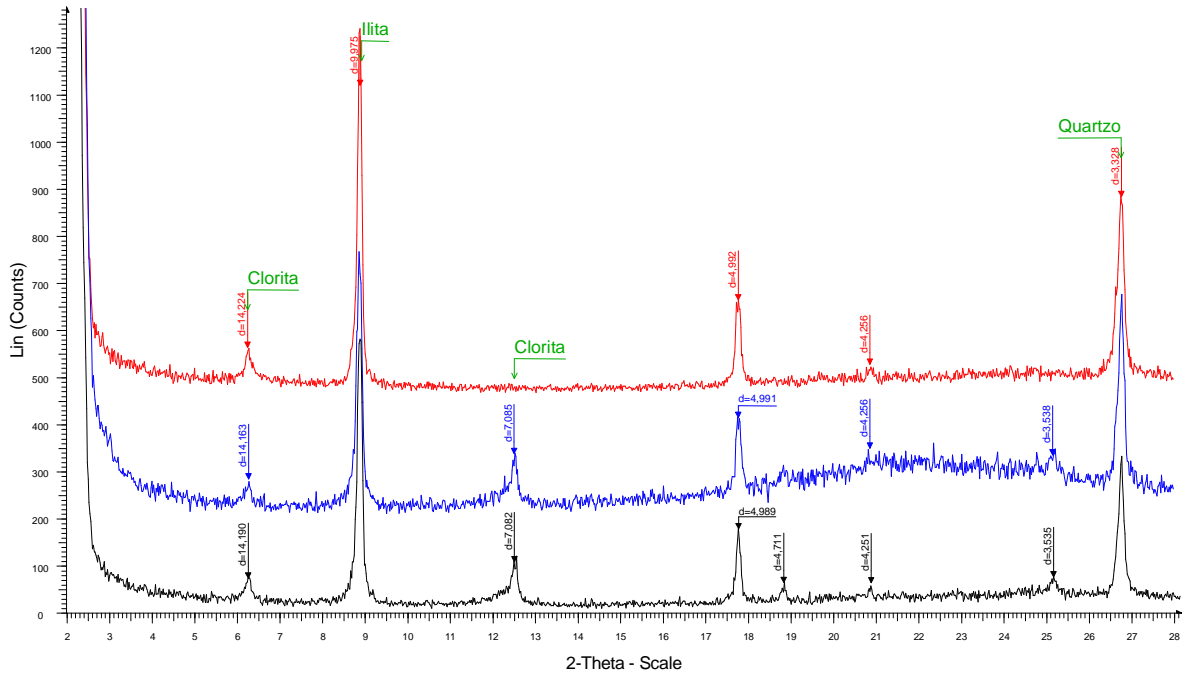
LR 01 A



LR 11 A

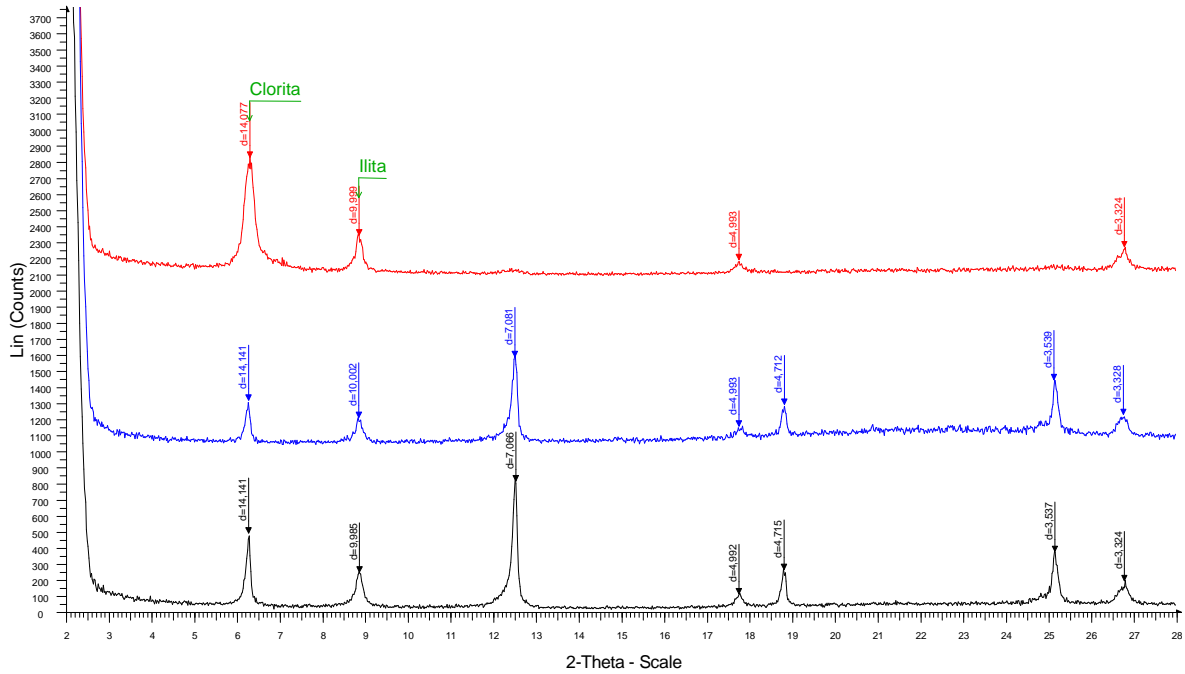


LR 12 A



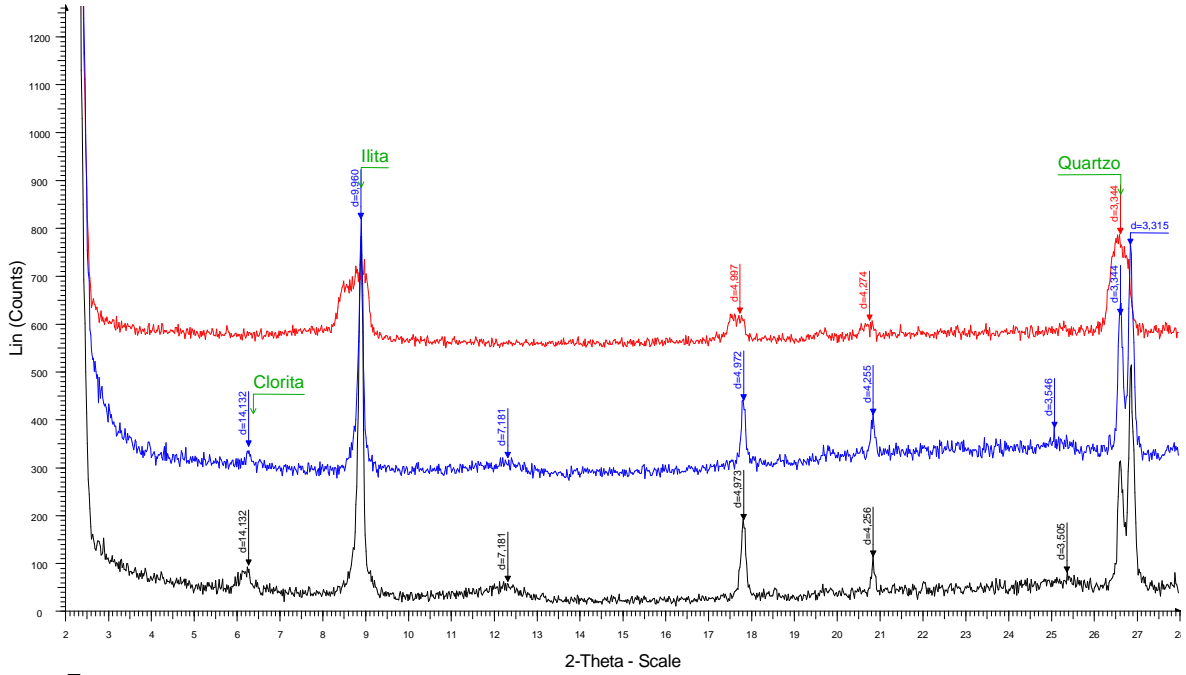
LR 12 A - File: N LR12A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 72.000 ° - Step: 0.020 ° - S tep time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0. 00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Dis Operations: Import
Ruy - File: C LR 12A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add -83 | Y Scale Add 542 | Import
Ruy - File: G LR12A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add -42 | Y Scale Add 83 | Y Scale Add 125 | Import

LR 12 B



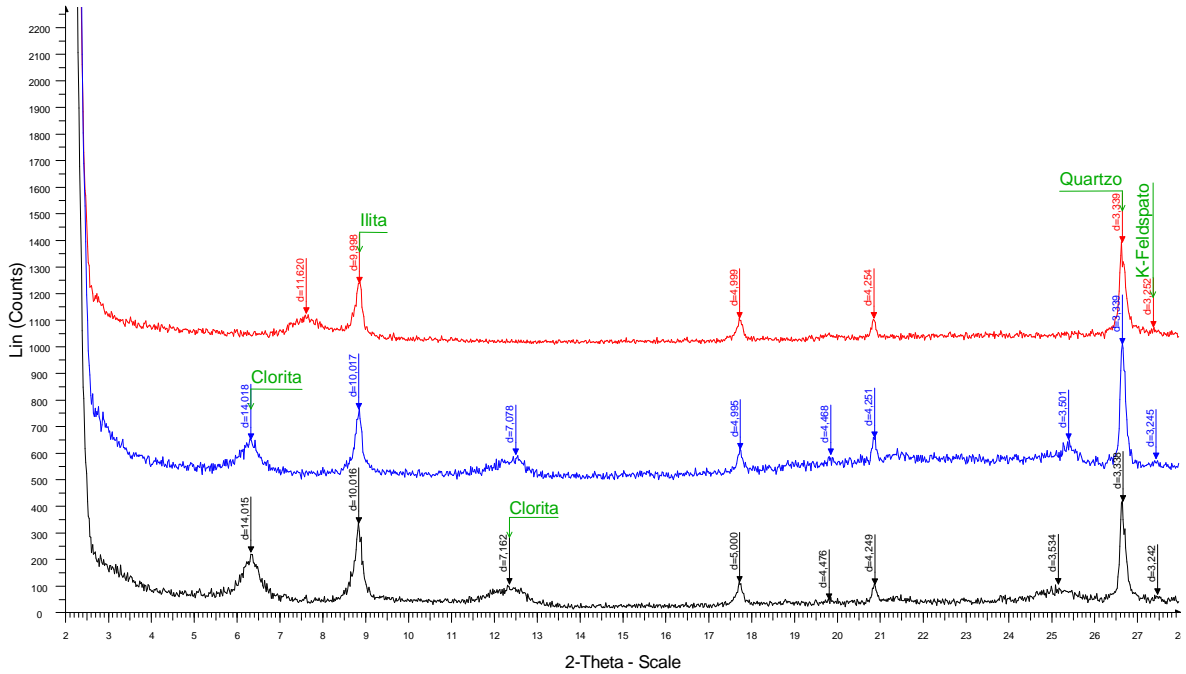
LR 12 B - File: N LR12B.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - S tep time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0. 00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Dis Operations: Import
Rui - File: C LR 12 B.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Ste p time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 125 | Y Scale Add 917 | Y Scale Add 42 | Y Scale Add -42 | Y Scale Add 1000 | Import
Ruy - File: G LR 12 b.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Ste p time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Displa Operations: Y Scale Add 583 | Y Scale Add 42 | Y Scale Add -42 | Y Scale Add 417 | Import

LR 17 A



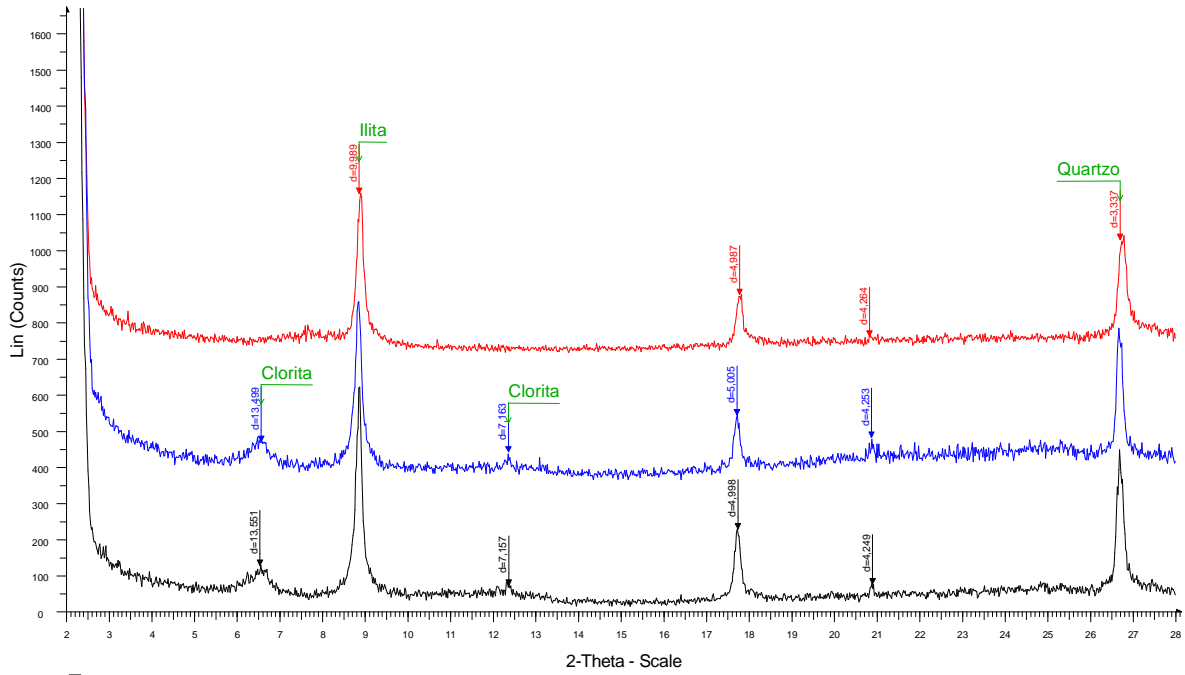
LR 17 A - File: N LR17A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - S tep time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0. 00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Dis
Operations: Import
Rui - File: C LR 17 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Ste p time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display
Operations: Y Scale Add -292 | Y Scale Add 833 | Import
RUY - File: G LR 17A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Displa
Operations: Y Scale Add -83 | Y Scale Add 333 | Import

LR 05 A



LR 05 A - File: N LR 05 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Di
Operations: Import
Ruy - File: C LR05A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display
Operations: Y Scale Add 292 | Y Scale Add 708 | Import
Ruy - File: G LR05-A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display
Operations: Y Scale Add 208 | Y Scale Add 250 | Import

LR 06 A

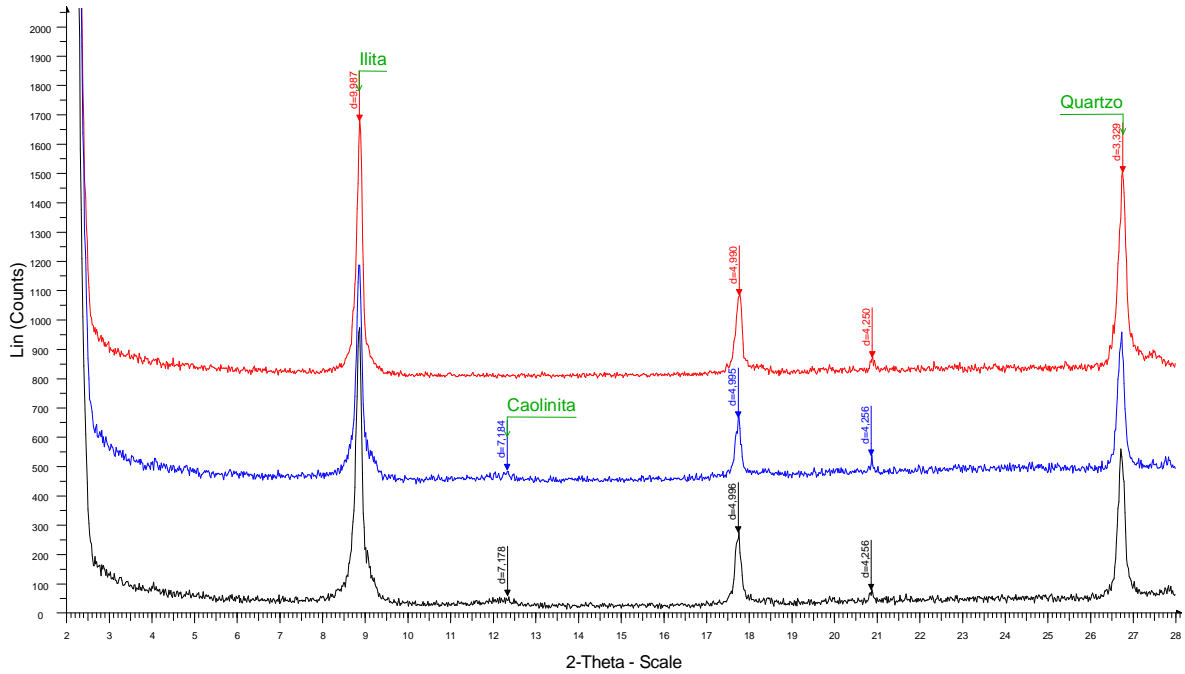


LR 06 A - File: N LR 06 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Start ed: 5 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - DI Operations: Import

Ruy - File: C LR 06 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add -292 | Y Scale Add 1000 | Import

Ruy - File: G LR 06 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add -83 | Y Scale Add 417 | Import

LR 14 B

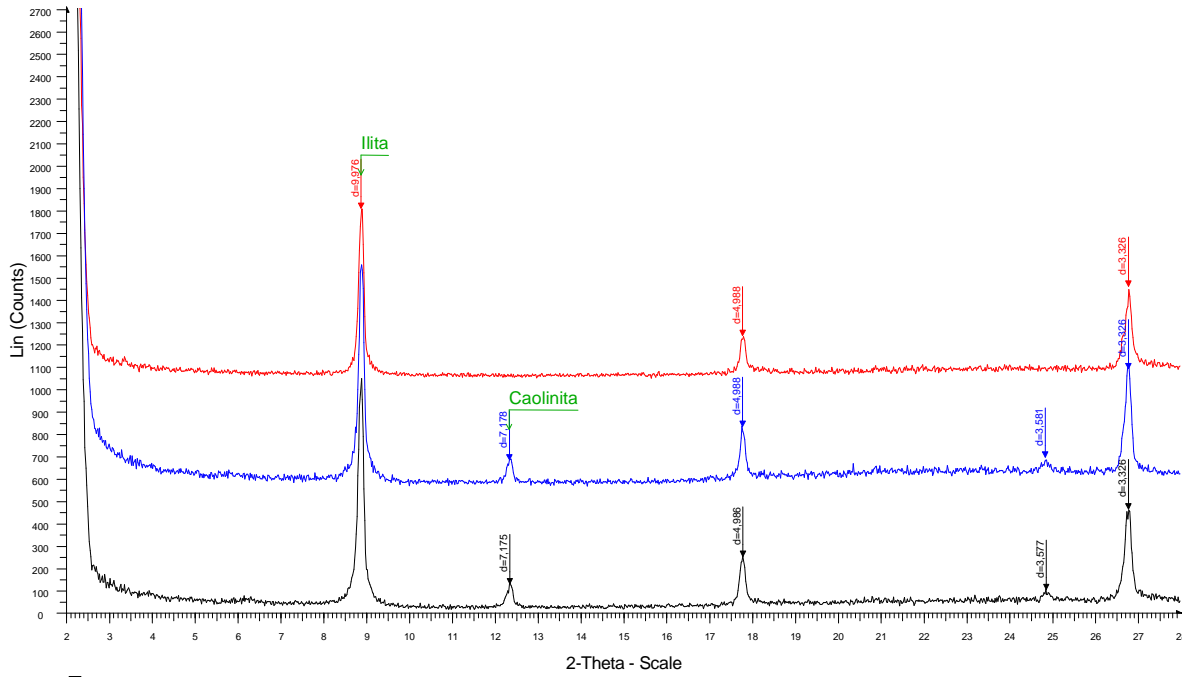


LR 14 B - File: N LR 14 B.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Start ed: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - DI Operations: Y Scale Add -1000 | Y Scale Add 1000 | Import

RUY - File: C LR 14 B.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add -125 | Y Scale Add -83 | Y Scale Add 1000 | Import

RUY - File: G LR 14 B.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add 417 | Import

LR 28 A



■ LR 28 A - File: N LR 28 A.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Start ed: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - DI Operations: Import
■ Ruy - File: C LR 28 A RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 6 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add 42 | Y Scale Add 1000 | Import
■ Ruy - File: G LR 28 A RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 3 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.00 ° - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display Operations: Y Scale Add 542 | Import