



**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR
NEOPROTEROZOICA DO CERRO CHATO, HERVAL, RS**

Porto Alegre, dezembro de 2014

KAREN KACZALA BELOTTI

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR
NEOPROTEROZOICA DO CERRO CHATO, HERVAL, RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Edinei Koester

Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Supervisora: Deise Maria Péres Roman

Porto Alegre, dezembro de 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Kaczala Belotti, Karen

Caracterização geológica da sequência sedimentar neoproterozoica do Cerro Chato, Herval, RS . / Karen Kaczala Belotti. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.
[57 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Edinei Koester

1. Cerro Chato. 2. Batólito Pelotas. 3. Formação Maricá. 4. Bacia do Camaquã. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **“Caracterização geológica da Sequência Sedimentar Neoproterozoica do Cerro Chato, Herval, RS”**: elaborado pela aluna “Karen Kaczala Belotti” como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Andre Sampaio Mexias

Prof. Dra. Lauren da Cunha Duarte

Doutoranda Rossana V. Goulart

RESUMO

O Cerro Chato é uma feição geomorfológica que se localiza a cerca de 15 km ao norte do município de Herval, na microrregião Serra do Sudeste, porção sudeste do Rio Grande do Sul. É constituído por uma sequência de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composição riolítica neoproterozoicas, uma sequência sedimentar composta por arenitos conglomeráticos e siltitos da Formação Maricá e por um embasamento representado por granitoides vinculados às suítes Pinheiro Machado, Erval e Dom Feliciano, do Batólito Pelotas. Arenitos da Formação Rio Bonito ocorrem recobrando as demais unidades. Embora alguns trabalhos estejam sendo desenvolvidos na região, todo o enfoque tem sido dado ao estudo da sequência vulcânica, sendo praticamente inexistentes investigações sobre a sequência sedimentar que está encaixada na associação de rochas vulcânicas da região. Este trabalho tem como objetivo a caracterização das rochas encaixantes na sequência vulcânica, que incluem estudos de petrografia, metamorfismo e proveniência, bem como propõe uma discussão para a melhor compreensão do contexto geológico da região. Através dos estudos elaborados, concluiu-se que não há nenhum indício de metamorfismo na região, e que as estruturas analisadas em campo são estruturas sedimentares que foram basculadas pela ação de falhas. Também, foi possível obter informações petrográficas dessas rochas sedimentares, além de propor uma discussão sobre o contexto geológico na qual estão inseridas. Assim, embora os afloramentos estudados não estejam posicionados geograficamente em áreas já mapeadas como Bacia do Camaquã, foi possível inferir através de semelhanças litológicas que essa sequência sedimentar pode ser comparada a rochas já estudadas da formação Maricá.

Palavras-Chave: Cerro Chato, Batólito Pelotas, Formação Maricá, Bacia do Camaquã.

ABSTRACT

The Cerro Chato is a geomorphological feature located about 15 km north of the city of Herval, in the 'Serra do Sudeste' microrregion, southeast portion of the Rio Grande do Sul state. It consists of a sequence of neoproterozoic effusive and pyroclastic volcanic rocks of rhyolitic composition, a sedimentary sequence composed of conglomeratic sandstones and siltstones of the Maricá Formation, and by an embasement represented by granitoids linked to the Pinheiro Machado, Erval, and Dom Feliciano suites, of the Pelotas Batholith. Sandstones from the Rio Bonito Formation occur covering the other units. Although some work is being developed in the region, all focus has been given to the study of the volcanic sequence, and there is virtually no research on the sedimentary sequence embedded in the volcanic rock association of this area. This study aims to characterize the host rocks in the volcanic sequence, including studies of petrography, metamorphism and provenance, and proposes a discussion to better understand the geological context of the region. Through the developed studies, it was concluded that there is no evidence of metamorphism in the region, and the structures analyzed in the field are sedimentary structures which are tilted by fault action. Also, it was possible to obtain petrographic information of these sedimentary rocks, in addition to proposing a discussion about the geological context in which they are inserted. Thus, although the studied outcrops are not positioned geographically in already mapped areas, such as the Camaquã Basin, it was possible to infer through lithological similarities that this sedimentary sequence can be compared to already studied rocks of the Maricá Formation.

Keywords: Cerro Chato, Pelotas Batholith, Maricá Formation, Camaquã Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa de localização da região de Cerro Chato, Herval, RS (extraído de Rocha P.G. 2009).....	- 3 -
Figura 2: Domínios do ESRG, retirado de Fernandes et al 1995a.	- 6 -
Figura 3: Mapa geológico do Batólito Pelotas retirado de Philipp et al. 2002.....	- 9 -
Figura 4: Difratômetro do Laboratório de Geoquímica do IG – UFRGS	- 13 -
Figura 5: Mapa geológico 1:250.000, Folha Pedro Osório (SH.222Y2C) CPRM 1999 (modificado por Borges, 2006).	- 16 -
Figura 6: Mapa geológico 1:250.000, Folha Pedro Osório (SH.222Y2C) CPRM 1999 (modificado por Borges, 2006).	- 18 -
Figura 7: Imagem acromática da banda 4 com filtragem direcional sobreposta (Sommer, 2005), adaptado, evidenciando os principais lineamentos da região do Cerro Chato.....	- 19 -
Figura 8: Mapa da região com os pontos analisados.	- 20 -
Figura 9: “a” direção principal dos afloramentos E-W; “b” e “c” Siltitos basculados; “d” amostra de Siltitos lamosos.....	- 22 -
Figura 10: Mapa do Cerro Chato com estruturas sedimentares (S0)	- 23 -
Figura 11: Estereogramas evidenciando mudança no padrão das S0; cada cor representa o conjunto de medidas de um afloramento. “a” porção oeste; “b” porção leste.....	- 23 -
Figura 12: “a” e “b” afloramento característico de arenito; “c” direção principal dos afloramentos e “d” seixos de riolito, granito e feldspato.	- 25 -
Figura 13: “a” Laminação marcada pela variação granulométrica; b) grão de feldspato. -	26 -
Figura 14: “a) grão de feldspato com sericita E=0,1 mm; “b”, “c” e “d” constituintes micáceos, em maioria sericita que são abundantes e presentes em todos os siltitos E=0,1 mm; “e” grão de quartzo E=0,1 mm e “f” visão geral E=0,2 mm.	- 27 -
Figura 15: “a) visão geral E=0,5 mm; “b” grão de quartzo com crescimento diagenético E= 0,5 mm; “c” grão de quartzo policristalino E=0,1 mm; “e” microclínio E=0,2 mm; “e” albitização E=0,2 mm; “f” fragmento vulcânico E=0,2 mm.	- 30 -

Figura 16: “a” grão de feldspato com sericita E=0,1 mm; “b” pertita E=0,5 mm; “c” grãos com bordas ilitizadas E=0,1 mm; “d” cutícula de óxido diagenética E=0,5 mm.....	- 31 -
Figura 17: “a”, difratograma em pó, “b” difratograma em argila de Siltito.	- 33 -
Figura 18: “a” difratograma em pó e “b”, difratograma em argila de Siltito	- 34 -
Figura 19: “a”, difratograma em pó e “b”, difratograma em argila de Arenito.	- 35 -
Figura 20: mount de zircões do Siltito em catodoluminescência.	- 37 -
Figura 21: imagem de zircões em BSC de Siltito.	- 38 -
Figura 22: mount de zircões do Arenito em catodoluminescência.	- 39 -
Figura 23: imagem de zircões em BSC de Arenito.....	- 40 -

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	01
1.1. Área de estudo.....	02
1.2. Objetivos.....	03
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	04
2.1. Escudo Sul Rio-grandense.....	04
2.2. Batólito Pelotas.....	07
3. METODOLOGIA	10
3.1. Revisão bibliográfica e trabalho de campo.....	10
3.2. Microscopia Óptica.....	10
3.3. Difratometria de Raios X.....	11
3.4. Análise de zircão no MEV.....	13
4. RESULTADOS	15
4.1. Geologia da área.....	15
4.1.1. Sequência Sedimentar Cerro Chato.....	17
4.2. Microscopia Óptica.....	26
4.2.1. Siltito.....	26
4.2.2. Arenito.....	28
4.2.3. Difração de Raios X.....	32
4.3. MEV.....	36
5. DISCUSSÕES	42
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	43
7. BIBLIOGRAFIA	45

1. INTRODUÇÃO

A sequência sedimentar da região do Cerro Chato é composta por um arenito de composição arcósea, por vezes conglomerático e por uma rocha de granulometria fina preliminarmente caracterizada como ardósia. Embora essas rochas constituam uma área aflorante expressiva na região, carecem de estudos detalhados. Inicialmente, essas rochas foram consideradas como septos do embasamento, por estarem próximas aos Quatzitos e Xistos Erval de Philipp & Machado (2001) ou uma sequência sedimentar da Bacia do Camaquã (CPRM, 1:750.000, 2007).

Assim, foram formuladas as seguintes questões:

- a) Há indício de metamorfismo na Sequência Sedimentar Cerro Chato?
- b) Qual é a proveniência dessas rochas sedimentares?
- c) Em qual unidade estratigráfica é possível inserir essa sequência?

Para resolver essas questões, partiu-se da premissa que há um corpo composto de uma rocha de granulometria fina que de acordo com o trabalho de Barrios *et al* (2013), essas rochas são caracterizadas como ardósias, e que de acordo com o mapa da CPRM do RS na escala 1:750.000 essa sequência sedimentar está inserida na Formação Maricá da Bacia do Camaquã.

Então, a hipótese é que nessa sequência encontram-se dois tipos de rochas, um arenito arcóseo e uma rocha de granulometria muito fina caracterizada como ardósia, foco inicial desse trabalho e é possível enquadrar essa sequência na Formação Maricá da Bacia do Camaquã.

Esse trabalho foi dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo. A primeira etapa consistiu em análise bibliográfica e análise de imagens de satélite focando em pontos já realizados na região. Já a etapa de campo permitiu o reconhecimento regional da área, bem como uma melhor compreensão dos contatos entre as unidades geológicas da região e coleta de material para realizar a terceira etapa do estudo que consistiu em análises petrográficas e petrológicas da sequência

sedimentar da região visando compreender texturas e estruturas, reconhecer minerais, bem como definir se há algum grau de metamorfismo atuante. Também, buscando reconhecer possíveis áreas-fontes da sequência sedimentar encaixante. Deste modo, foi possível alcançar os objetivos inicialmente propostos e realizar um estudo detalhado que proporcionará futuras discussões para o contexto geológico da região.

1.1. ÁREA DE ESTUDO

O Cerro Chato constitui uma feição geomorfológica que se localiza há cerca de 15 km a norte da cidade de Herval (RS), na microrregião denominada Serra do Sudeste do Estado do RS, localizada a 132 km há sudoeste da cidade Pelotas (figura 1). A área abrange a porção central da Folha Cerro Chato (SH-22-Y-C-V-3 MI 3018/3) em escala 1:50.000. O principal acesso à região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR 116 até o município de Arroio Grande. A partir deste ponto, segue-se pela RS 602 e após, pela BR 473 até o município de Herval, e saindo da sede do município o acesso é feito por estrada secundária, em direção ao norte por cerca de 15 km.

A área está inserida nas proximidades do Batólito Pelotas e na região afloram ganitoides das Suítes Intrusivas Dom Feliciano e Pinheiro Machado, rochas vulcânicas riolíticas neoproterozoicas, rochas sedimentares neoproterozóicas e rochas sedimentares gonduânicas.

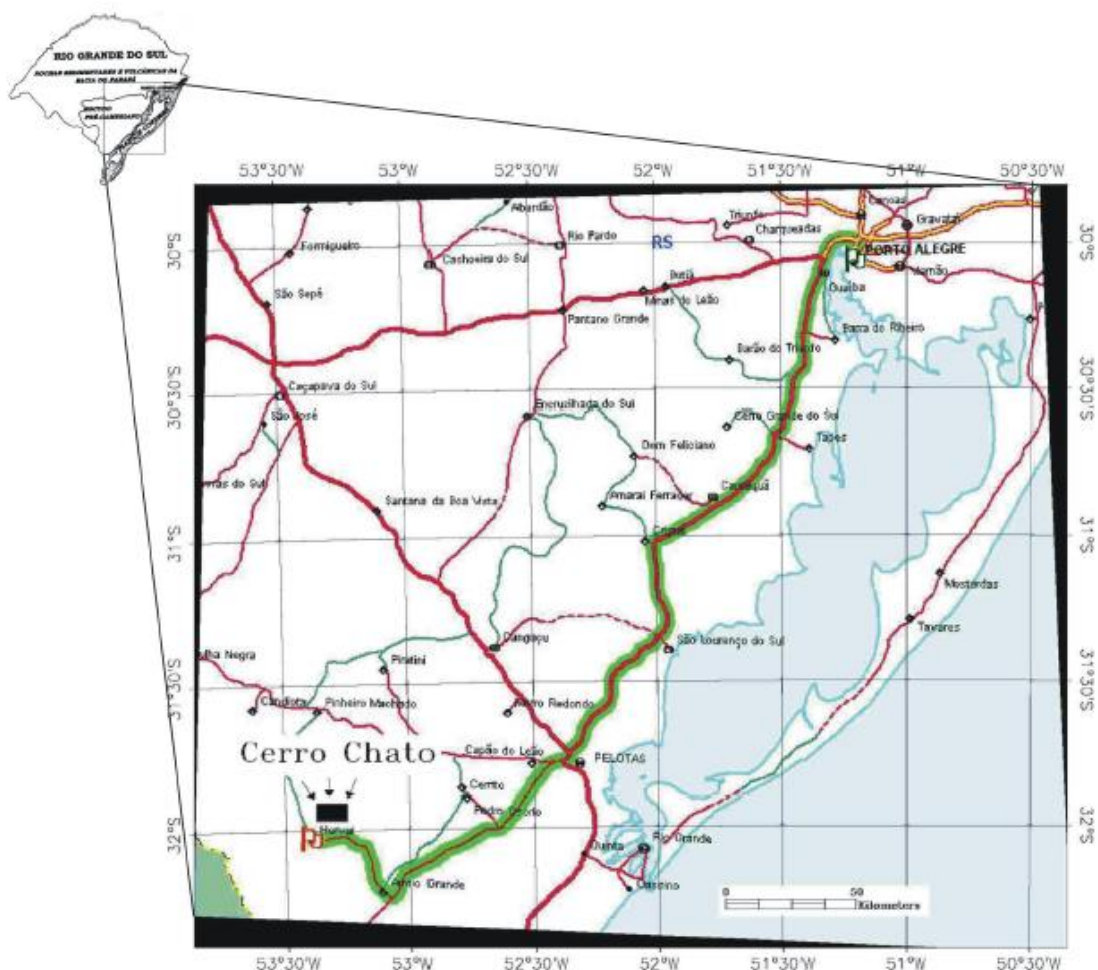


Figura 1: Mapa de localização da região de Cerro Chato, Herval, RS (extraído de Rocha P.G. 2009).

1.2. OBJETIVOS

Através de revisões bibliográficas, estudos de campo, análises petrográficas e petrológicas, o projeto visou detalhar a sequência sedimentar do Cerro Chato, caracterizar e verificar se há algum grau de metamorfismo nessas rochas. Também, foram levantadas questões quanto à proveniência dessas rochas sedimentares e qual sua posição cronoestratigráfica, buscando assim estudos que visem futuramente correlacionar essa unidade com as outras rochas da região.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. Escudo Sul Rio-grandense (ESRG)

O Escudo Sul Rio-Grandense (ESRG) representa o embasamento cristalino do estado do Rio Grande do Sul e está localizado na porção centro-sul do estado, possuindo uma área de cerca de 65.000 km² e é constituído por terrenos paleoproterozóicos e neoproterozoicos. (Chemale Jr. 2000)

Várias denominações e divisões foram propostas para o ESRG, que vem sendo estudado desde o início do século XX, com a elaboração de diferentes modelos geotectônicos que contribuíram para a elaboração dos conceitos recentes. Com o advento do modelo plaquista, Ribeiro & Fantinel (1978) elaboraram um modelo nesse conceito e Fragozo Cesar (1980) apresenta o primeiro modelo completo baseado em modelos paleogeográficos. No entanto, Tommasi e Fernandes 1990 elaboraram o primeiro modelo geotectônico com base em critérios estruturais, e nos últimos anos diversas contribuições têm ajudado a elucidar o problema.

Embora existam trabalhos mais recentes, o modelo aqui adotado é o de Fernandes *et al.* (1995), uma atualização das propostas anteriores sugerida por Fernandes e Tommasi (1990) e Fernandes *et al.* (1992a), que divide o ESRG baseado em dados geológicos e geofísicos.

Fernandes *et al.* (1995) propõe o uso de Cinturão Dom Feliciano (CDF) - que constitui-se no registro catazonal de um antigo orógeno originado durante a convergência entre os cratons Rio de La Plata e Kalahari durante o neoproterozóico - para todas as unidades brasileiras do ESRG e divide em três domínios (figura 2): Domínio Leste (DL), Domínio Central (DC) e Domínio Oeste (DO). Os limites desses domínios são marcados por zonas de falha, que são interpretadas como suturas de antigos arcos magmáticos (sutura de Caçapava e sutura de Porto Alegre). Além dessas, a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu representa a deformação em estágio

dúctil, com idades mais jovens que os do arco magmático proposto por Fernandes et al (1995 a e b).

Os domínios geofísicos propostos por Fernandes *et al* (1995) são:

- a) DL: É delimitado pela Sutura de Porto Alegre a oeste e a leste é delimitado pelos sedimentos da planície costeira. É representado em sua maior parte de granitóides orogênicos deformados do Complexo Gnáissico Piratini e intrusões de granitóides de afinidade cálcio-alkalina.
- b) DC: O DC é dividido em dois blocos: oeste e leste que são separados pela Sutura de Caçapava. O domínio central leste é dividido pelas Sutures de Caçapava e de Porto Alegre e corresponde às rochas do embasamento transamazônico retrabalhado representado pelos Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista, rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Porongos, ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos, orto e paragnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e pelo Anortosito Capivarita. O domínio central oeste é dividido pelas Sutures de Caçapava e de São Gabriel sendo composto pelas rochas granitóides pós-colisionais (Granito Caçapava, Lavras do Sul, São Sepé, entre outros), sedimentos da Bacia do Camaquã e rochas do Complexo Cambaí e Supercomplexo Vacacaí (Complexos Passo Feio, Bossoroca, Palma e Ibaré).
- c) DO: O domínio oeste é delimitado pela Sutura de São Gabriel e rochas sedimentares eo-paleozóicas da Bacia do Paraná e é constituído pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico, unidade pertencente ao Cráton Rio de La Plata.

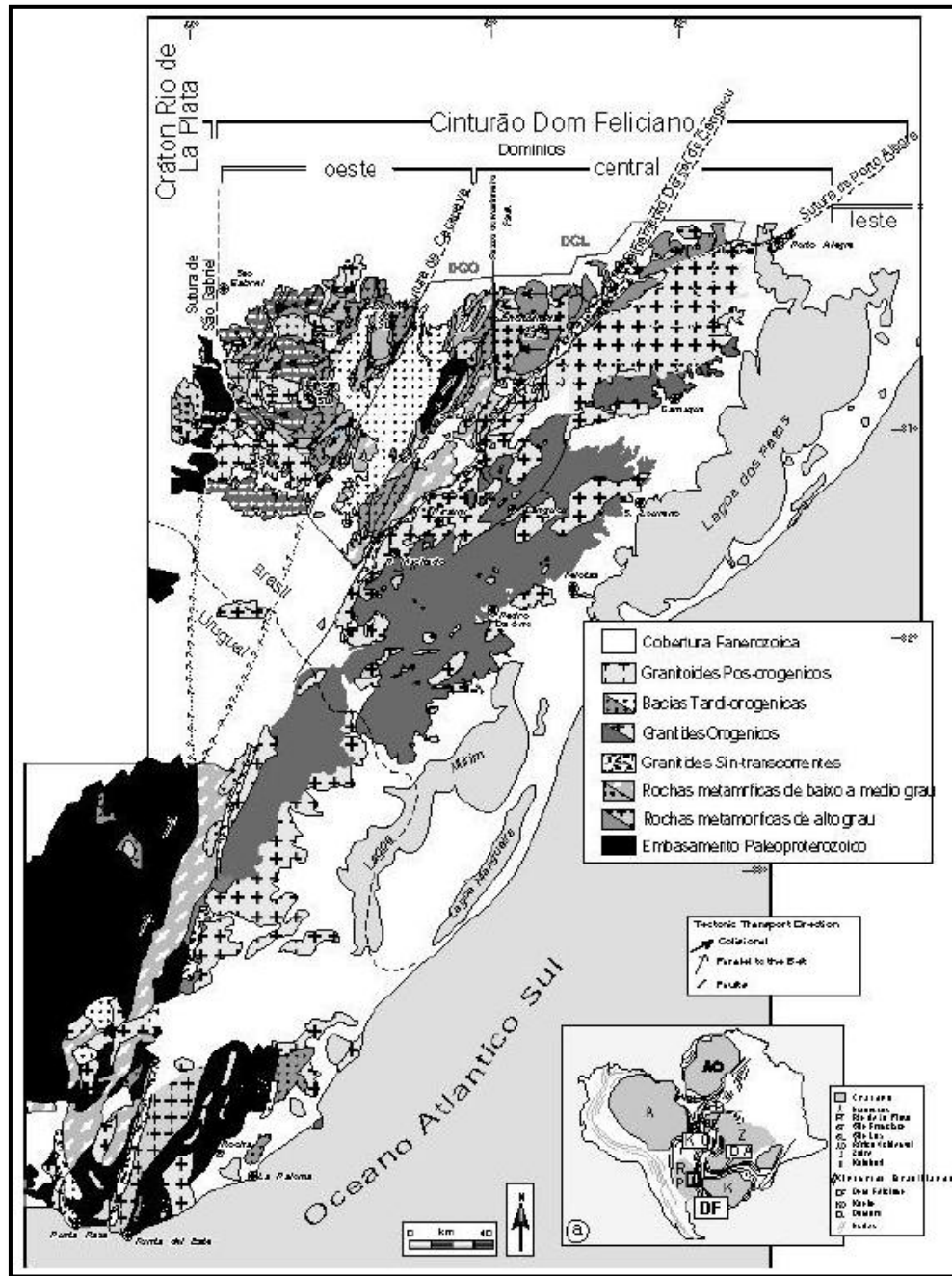


Figura 2: Domínios do ESRG, retirado de Fernandes et al 1995a.

2.2. O Batólito Pelotas

A região estudada situa-se no Batólito Pelotas, que está localizado na porção leste do ESRG, na zona central do Cinturão Dom Feliciano, tem cerca de 400 km de comprimento e possui uma largura entre 80 e 120 km. Está limitado a oeste pelas zonas de cisalhamento Dorsal do Canguçu e Passo do Marinheiro, e a leste é coberto pelos sedimentos da planície costeira. Caracteriza-se por ser um complexo plutônico multi-intrusivo e polifásico, composto por sete unidades graníticas (Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano) e uma sienítica (Suíte Piquiri) (Figura 3). Quanto ao estágio de formação, corresponde ao estágio pós-colisional relacionado à evolução final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano na porção sul da Plataforma Sul-Americana (Philipp *et al.*, 2002).

Na literatura, são descritos três eventos deformacionais: dois mais antigos de natureza dúctil (D1 e D2) e um mais novo, rúptil (D3) (Philipp *et al.*, 2002). Esses eventos são de natureza deformacional dúctil-rúptil que afetaram todas as suítes intrusivas do complexo durante sua evolução.

Na região de Herval, RS, afloram as seguintes suítes: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, Suíte Intrusiva Erval e Suíte Dom Feliciano (SDF).

A **Suíte Intrusiva Pinheiro Machado** é a suíte mais antiga do Batólito Pelotas, aflora na porção central ocupando uma faixa alongada na direção NE-SW. Possui composição granodiorítica a monzogranítica, com tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados. Está presente nessa suíte, uma foliação de baixo ângulo atribuída ao evento deformacional D1. Nessa suíte, há septos do embasamento constituídos de ortognaisses e metagranitosmiloníticos, anfibolitos, gnaisses calci-silicáticos e aluminosos (Philipp *et al.*, 2002).

A **Suíte Intrusiva Erval** foi definida por Philipp (1998), aflora na extremidade sul do Batólito Pelotas e apresenta forma alongada na direção NE-SW. Quanto à composição, predominam monzogranitos e sienogranitos subordinados. Essa suíte está intensamente afetada por zonas de cisalhamento de alto ângulo, dúcteis (D2) e rúpteis (D3) (Phillip *et al.*, 2001).

A **Suíte Dom Feliciano** é a mais jovem do Batólito Pelotas, aflora na porção norte, possui um principal corpo alongado segundo N50° - 60°E e é intrusiva nas suítes Pinheiro Machado e Viamão e no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Essa suíte possui homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, apresenta leucogranitos com predominância de sienogranitos. As rochas graníticas mais diferenciadas da suíte são geneticamente associadas com rochas vulcânicas e hipoabissais de composição ácida. Dados petrográficos e geoquímicos indicam a vinculação entre o plutonismo e o vulcanismo que é representado por depósitos efusivos e piroclásticos na região de Quitéria, e também por manifestações sub-vulcânicas (Cerro Chato) e sin-plutônicas (Diques Riolíticos Asperezas), na região de Pinheiro Machado e Erval, preliminarmente interpretados como prováveis condutos alimentadores (Philipp, 2000). Seu posicionamento é posterior às estruturas transcorrentes do Evento D2. O corpo principal dessa suíte é concordante com essas estruturas, porém, evidências de estruturas de deformação dúctil incipiente, sugerem que seu alojamento foi posterior à atividade principal do evento D2 (Phillip *et al.*, 2002).

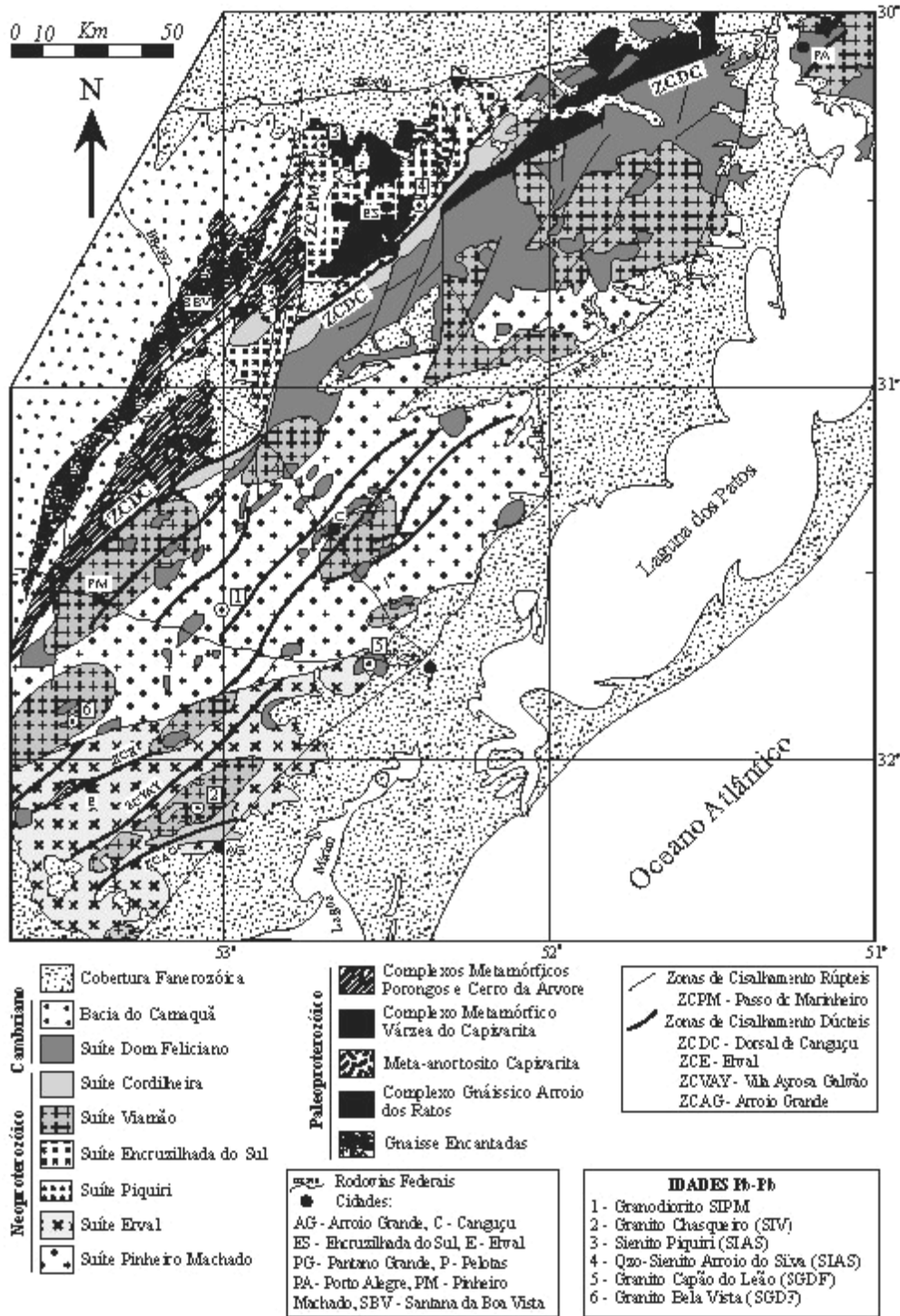


Figura 3: Mapa geológico do Batólito Pelotas retirado de Philipp et al. 2002.

3. METODOLOGIA

3.1. Revisão bibliográfica e etapa de campo

A primeira etapa do trabalho consistiu em realizar levantamentos de bibliografia da região e depois uma análise detalhada dos artigos, dissertações e teses, bem como materiais cartográficos, que foram utilizados ao longo do projeto.

Para uma melhor preparação para o trabalho de campo, foi determinada a localização da área de estudo através de imagem de satélite com localização de afloramentos que já haviam sido visitados na área.

A etapa de campo consistiu basicamente na realização de caminhadas/perfis para a descrição de afloramentos, para a delimitação de contatos, levantamentos estruturais e coleta de amostras.

Para a confecção do mapa, foi utilizado um mapa preliminar de Barrios *et al.* (2013) juntamente com os novos pontos levantados em campo, realizado no software ArcGis.

3.2. Microscopia Óptica

Para a caracterização petrográfica, uma das técnicas utilizada foi a microscopia óptica para a identificação das fases minerais. A preparação das amostras para petrografia consistiu nas etapas de corte, laminação e polimento. Estes procedimentos foram feitos no laboratório de preparação de amostras do Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras (Anexo) do Instituto de Geociências. As amostras coletadas foram encaminhadas para o anexo do laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, onde foram preparadas oito lâminas delgadas.

Para a confecção das lâminas delgadas, as amostras selecionadas passaram pelos seguintes tratamentos:

1. Corte na amostra de rocha, na serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2 cm de espessura;

2. Corte na forma de tabletes, em uma serra menor, com o formato das lâminas delgadas;
3. Polimento de uma das superfícies do tablete;
4. Colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente;
5. Secagem (da cola) do tablete com a lâmina de vidro em estufa, permanecendo ali durante 24 horas;
6. Desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha;
7. Desbaste final do tablete com a lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso;
8. Lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos;
9. Acabamento final com polimento numa politriz, onde o abrasivo é composto por alumina e com 100 rotações por minuto, aproximadamente 5 minutos, até que a lâmina atinja a espessura de até 0,03 mm.

As lâminas petrográficas foram analisadas mineralogicamente e texturalmente em microscópio óptico acoplado com câmera de vídeo, possibilitando a obtenção de fotomicrografias das lâminas utilizadas.

3.3. Difractometria de raios X

Para uma caracterização dos minerais, em geral de tamanho argila, foi utilizada a difração de raios X para identificar fases minerais não determinadas por microscopia óptica. A técnica consiste em emitir, através da fonte de raios X de um difratômetro, um feixe de raios X que atinge a amostra. Quando isto acontece, ele é difratado em várias direções pelos elétrons presentes na rede cristalina da amostra. Isto ocorre devido ao comprimento de onda dos raios X (entre 0,01 e 10 nm) serem da mesma ordem de grandeza das distâncias entre planos cristalinos da rede de um cristal, ocorrendo então o fenômeno físico da difração. O padrão de difração obtido pelo detector é específico para cada mineral, como se fosse sua impressão digital, permitindo assim a identificação de picos que são comparados aos padrões de difração com bancos de dados de amostras presentes no laboratório de difração de raios X.

Foram realizadas oito análises mineralógicas no LDRX - IG - UFRGS, a fim de identificar os minerais presentes em cada rocha. O equipamento usado foi um difratômetro SIEMENS - D 5000® com goniômetro $\theta - \theta$. A radiação é $K\alpha$ em tubo de cobre nas condições de 40 kV e 25 mA (figura 4).

Para a realização da difratometria de raios X é necessário que a amostra pulverizada seja preparada antes de ser analisada pelo difratômetro. As oito amostras foram analisadas pelo método do pó (rocha total) e também pelo método de separação da fração argila.

No método do pó, a amostra pulverizada é colocada em uma lâmina de vidro com centro côncavo e então esta lâmina de vidro é colocada no difratômetro para a realização da análise.

No método de separação da fração argila, a amostra pulverizada deve antes ser preparada para a extração das partículas menores que 2 μm , passando pelos seguintes procedimentos:

- a) a amostra é acondicionada em um frasco contendo água bideionizada e colocada em uma centrífuga durante 24 horas;
- b) após a centrifugação, a amostra é colocada em uma proveta onde é colocada também água bideionizada, até se obter um volume total de 2 litros;
- c) a amostra é deixada para decantar por um período de tempo que varia conforme a temperatura da sala;
- d) após o período de tempo adequado, cerca de 1½ litros do conteúdo (partículas da amostra + água deionizada) da camada superior da proveta é retirado com o auxílio de um sifão;
- e) o material em suspensão é deixado para decantar em um béquer para depois ser retirada a água em excesso;
- f) o material é então pipetado e depositado em uma lâmina de vidro, onde secará por um período de 24 a 48 horas;
- g) após a secagem, o produto resultante é a Amostra Orientada Natural, onde as partículas menores que 2 μm estão orientadas, privilegiando as faces [001] para a identificação de argilominerais. Os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Natural;

h) para verificar a existência de argilominerais expansivos da amostra orientada natural, a lâmina de vidro contendo a amostra é borrifada com etilenoglicol. Esse procedimento é denominado glicolagem e os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Glicolada;

i) para verificação dos argilominerais sensíveis ao aquecimento, a amostra é aquecida a 550°C durante 2 horas em uma mufla. Este procedimento é denominado calcinação e os resultados obtidos correspondem ao Difratoograma de Amostra Orientada Calcinada.



Figura 4: Difratômetro do Laboratório de Geoquímica do IG – UFRGS

3.4. Análise de zircão no MEV

Foram realizadas análises morfológicas dos grãos (euedria, rolamento do grão, tamanho e forma), a fim de inferir interpretações a respeito da origem destes grãos e o ambiente em que foram formados.

Quanto às etapas de preparação e metodologia:

1. As amostras são previamente pulverizadas em torno de 500 micra: durante a fase de preparação das amostras, procurou-se ter o máximo de cuidado possível para manter a sala de preparação limpa, a fim de evitar contaminações. Antes do início

da preparação de cada amostra, todas as superfícies da prensa hidráulica foram limpas com escova e álcool, e posteriormente secas com jato de ar comprimido. O britador foi limpo com jato de ar comprimido até se ter a certeza de que não existiam mais fragmentos de rocha aderidos em suas superfícies. Depois foi limpo com esponja e detergente, e seco com flanela e ar comprimido. Na preparação foram utilizados o britador de mandíbulas e peneiras de 1 mm e 500 micra. As amostras foram britadas até atingir uma granulometria que varia de milímetros a 1 cm e após foram peneiradas até atingir o tamanho de 500 micra.

2. Separação do zircão: para a separação do zircão, foi utilizado o método de bateamento e posteriormente foi utilizado o Separador Magnético Frantz para a separação dos minerais pesados e magnéticos.
3. Análise dos zircões: os zircões foram analisados utilizando uma lupa binocular, foi observada a morfologia dos grãos.
4. Confeção da *mount*: foram confeccionadas duas *mount* com os zircões. Para estudos de proveniência é necessário no mínimo uma análise de 70 zircões para resultados aceitáveis.
5. Descrição dos zircões no MEV: foi utilizado o MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) onde foi detalhada a morfologia dos zircões, núcleos e zonações.
6. Interpretação dos resultados.

4. RESULTADOS

4.1. Geologia da área

A região de Herval possui uma geologia diversificada. Na área (figura 5) afloram as seguintes unidades: Formação Rio Bonito, representada por arenitos quartzosos e silicificados com estratificação cruzada de médio a grande porte; Riolito Asperezas que é um conjunto de diques leucocráticos de composição riolítica a riodacítica; Riolitos pórfiros subvulcânicos na região de Cerro Chato; Bacia Cerro Chato constituída de riolitos pórfiros subvulcânicos, ortoconglomerados compostos por grânulos e seixos de riolitos, quartzo, feldspatos, granitoides e rochas metassedimentares; Suíte Granítica Dom Feliciano, *stocks* alongados NE-SW de sienogranitos roseo-avermelhados, equigranulares médios a grossos, localmente porfiríticos, compostos predominantemente por feldspato alcalino (ortoclasio e microclinio micropertítico), quartzo, plagioclasio e biotita subordinada; Suíte Intrusiva Erval definida por granitos com pouca variação composicional com predominância de monzonitos com sienitos subordinados. São rochas de cor cinza-clara, constituídas essencialmente por plagioclasio tabular, feldspato potássico subédrico, esbranquiçado a rosado, com quartzo ameboide e biotita lamelar intersticial e Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, compreendendo domínio de metagranitoides porfiríticos, mesocráticos cinza, com foliação marcada pelo estiramento dos porfiroclastos e alinhamento dos constituintes da matriz, apresentando uma deformação semiplástica de facies anfíbolito.

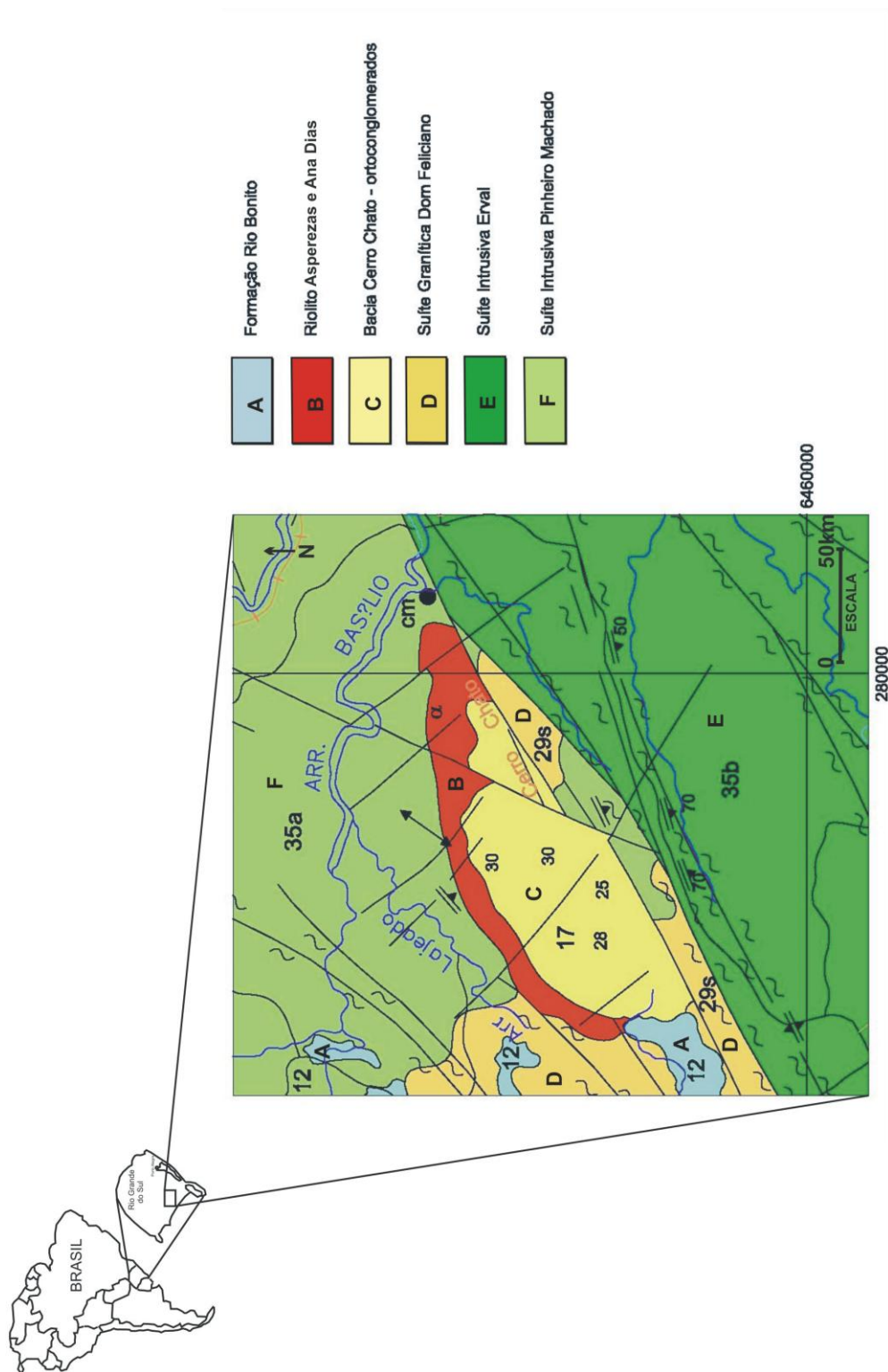


Figura 5: Mapa geológico 1:250.000, Folha Pedro Osório (SH.222Y2C) CPRM 1999 (modificado por Borges, 2006).

4.1.1. Sequência Sedimentar Cerro Chato

A região do Cerro Chato é dividida em duas grandes feições quilométricas de destaque, o Cerro Chato e o Cerro Partido (figura 6), afetadas por falhas NW e NE. Na figura 7 destacam-se dois lineamentos principais com direções NW-SE e NNE-SSW. Fazem parte dessa sequência rochas sedimentares que de acordo com o mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul da CPRM na escala 1:750.000 são enquadradas em uma sequência sedimentar pertencentes à Formação Maricá, porção basal da Bacia do Camaquã e de acordo com a folha Pedro Osório, mapeada na escala 1:250.000 (CPRM, 2002), são também enquadradas como uma sequência sedimentar da Bacia do Camaquã.

Durante o trabalho de campo, foram descritos 31 pontos (figura 8). O foco inicial desse trabalho se deu nos siltitos lamosos, que são encaixantes na sequência vulcânica ácida da região. Porém, também ao verificar que os arenitos constituem uma área expressiva e importante, além de estarem em contato direto com essas encaixantes, o presente trabalho visou também detalhá-los.



Figura 6: Cerro Partido.

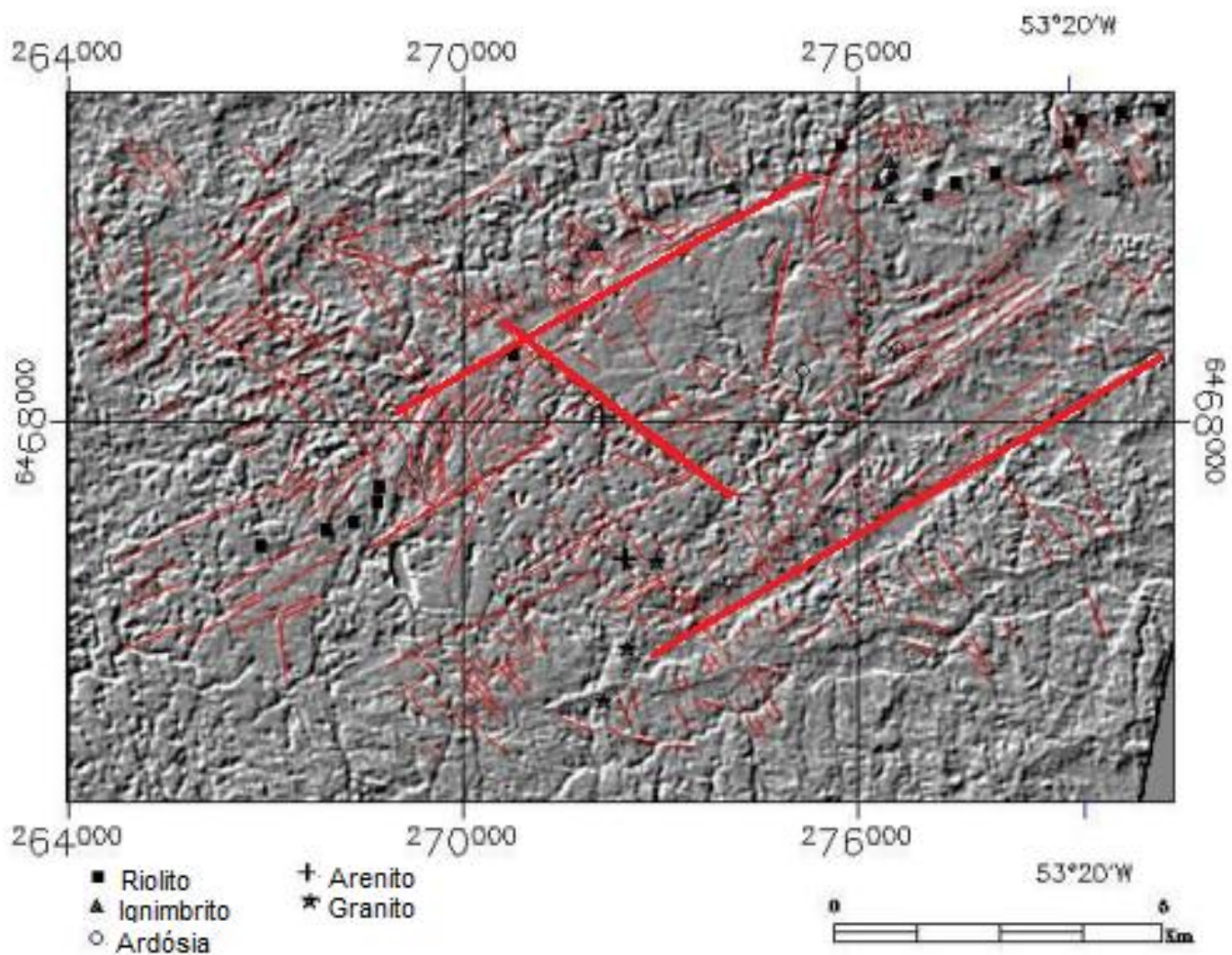


Figura 7: Imagem acromática da banda 4 com filtragem direcional sobreposta (Sommer, 2005), adaptado, evidenciando os principais lineamentos da região do Cerro Chato.

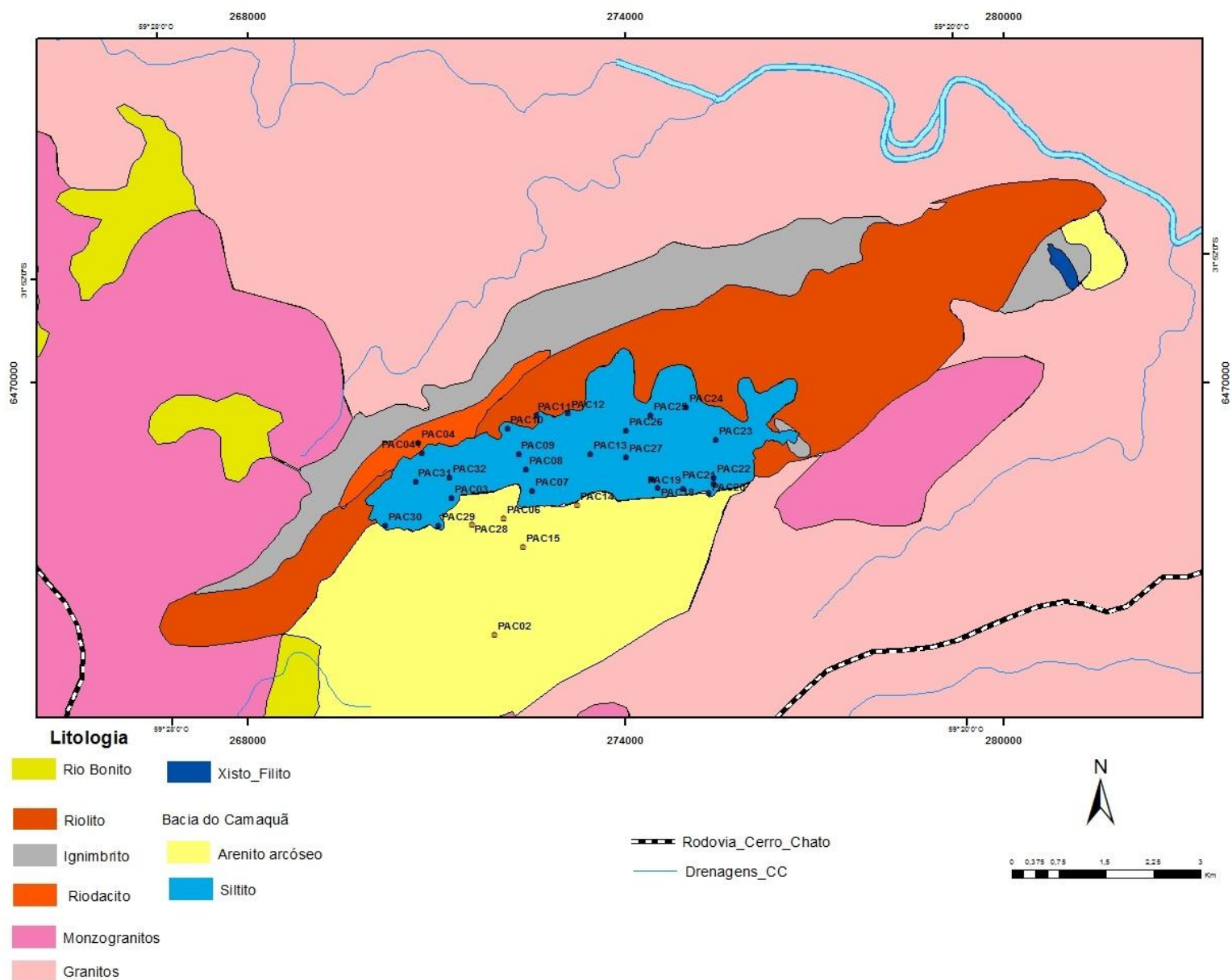


Figura 8: Mapa da região com os pontos analisados.

A) Siltito lamoso

De acordo com a petrografia essas rochas foram classificadas como **Siltito lamoso**. Essas rochas são encaixantes na sequência vulcânica ácida e apresentam-se em sua maioria como afloramentos de cristas descontínuas (foto b, figura 9) com dimensões de até 100 x 50 m alongadas em duas direções principais: E-W e SW-NE (a, figura 9). Esses siltitos encontram-se basculados (b e c, figura 9), sendo essa uma característica que é possível visualizar em todos os afloramentos levantados. Possuem coloração cinza, brilho acetinado, compostas de cloritas, ilitas, caulinitas e vermiculitas que foram identificados na difração de raios x.

Para controle das orientações das estruturas sedimentares S0, foram levantadas medidas estruturais em todos os afloramentos, sendo assim possível verificar uma variação na orientação em duas porções principais na área (figura 10) oeste e leste. Na porção compreendida pela região oeste, a S0 mergulha para sudeste e na porção compreendida pela região leste a S0 mergulha para noroeste (figura 11).

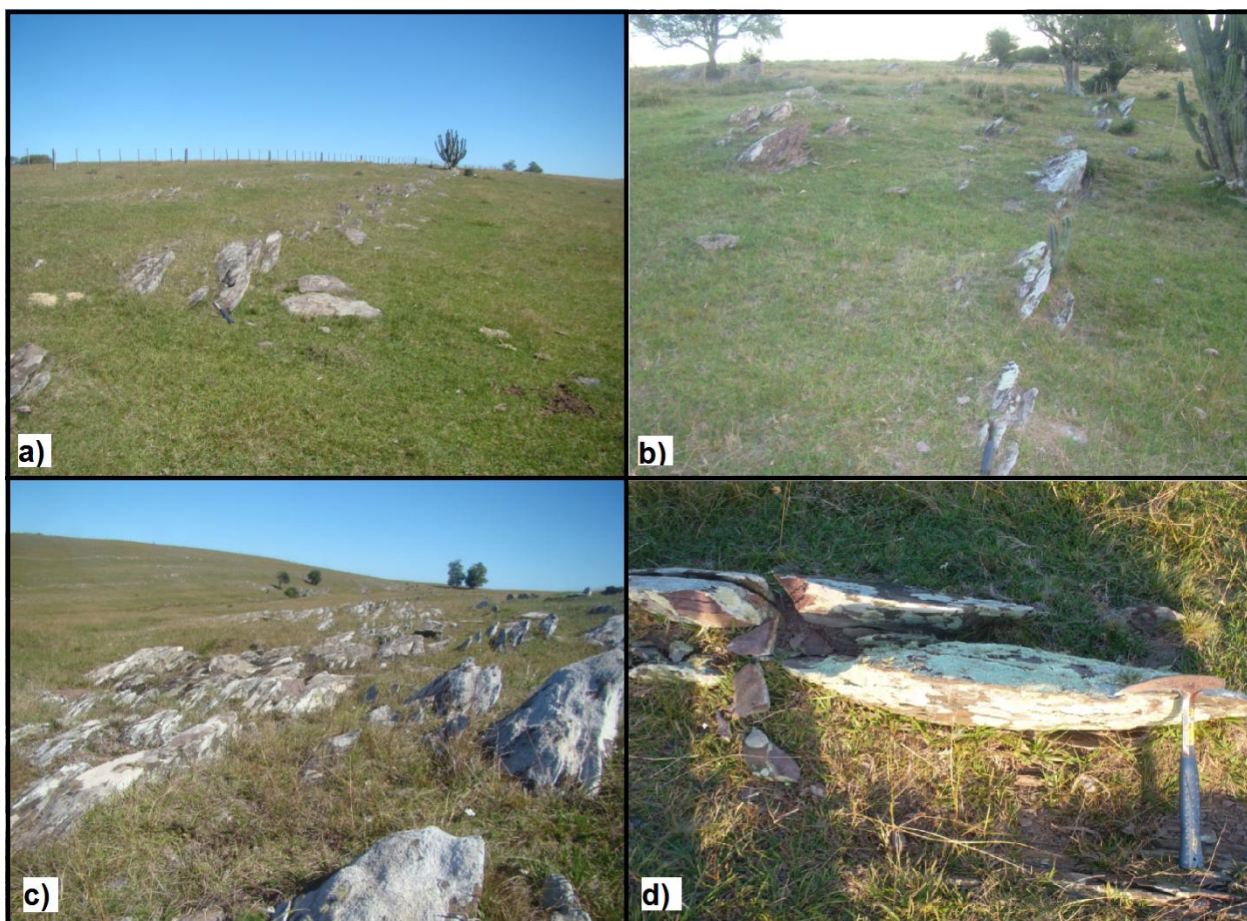


Figura 9: “a” direção principal dos afloramentos E-W; “b” e “c” Siltitos basculados; “d” amostra de Siltitos lamosos.

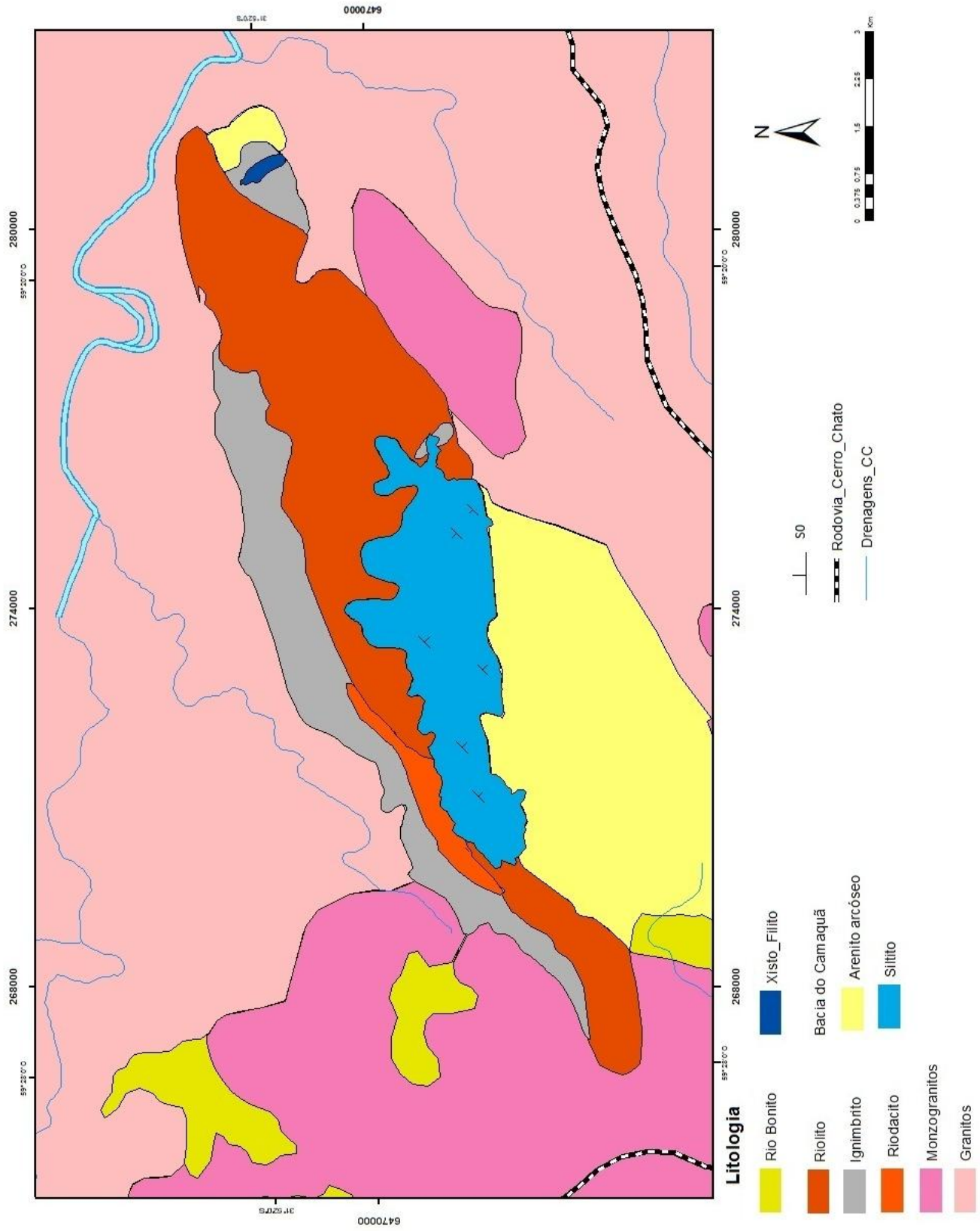


Figura 10: Mapa do Cerro Chato com estruturas sedimentares (S0)

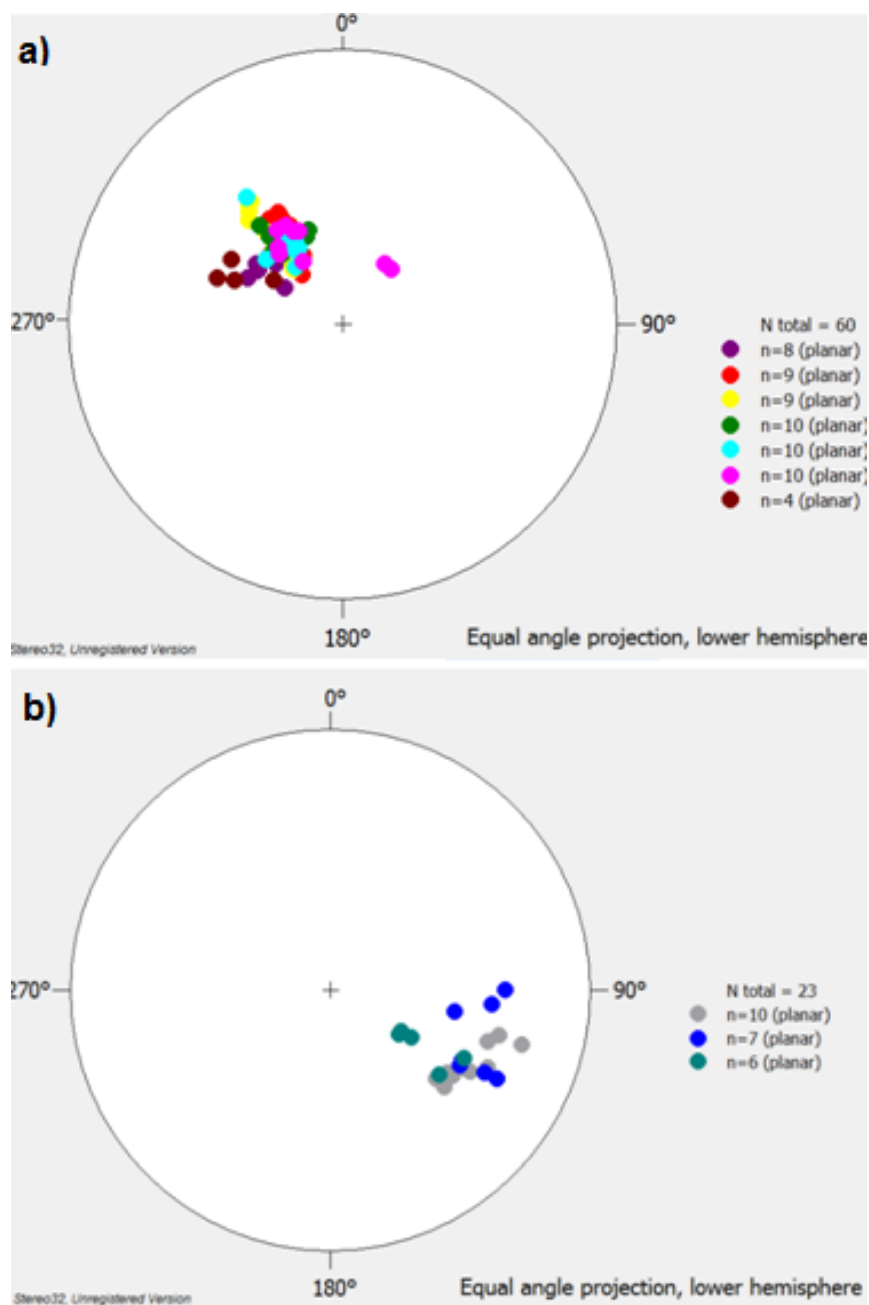


Figura 11: Estereogramas evidenciando mudança no padrão das S0; cada cor representa o conjunto de medidas de um afloramento. “a” porção oeste; “b” porção leste

B) Arenitos

Os arenitos fazem contato direto com os siltitos, as relações de contato são abruptas e não identificáveis, porém estão em cota mais alta que os siltitos. Formam afloramentos em lajeado de dimensões de até 50 x 20 m (a, b, figura 12) sendo que vários afloramentos encontram-se alinhados em uma orientação preferencial W-E (c, figura 12). Caracterizam-se em sua maioria por arenitos médios, por vezes conglomeráticos, arcóseos, de coloração cinza, com grau de arredondamento médio e esfericidade média. Os arenitos conglomeráticos são compostos por grânulos e seixos de riolito, quartzo, feldspato e granitoides (foto d, figura 12).

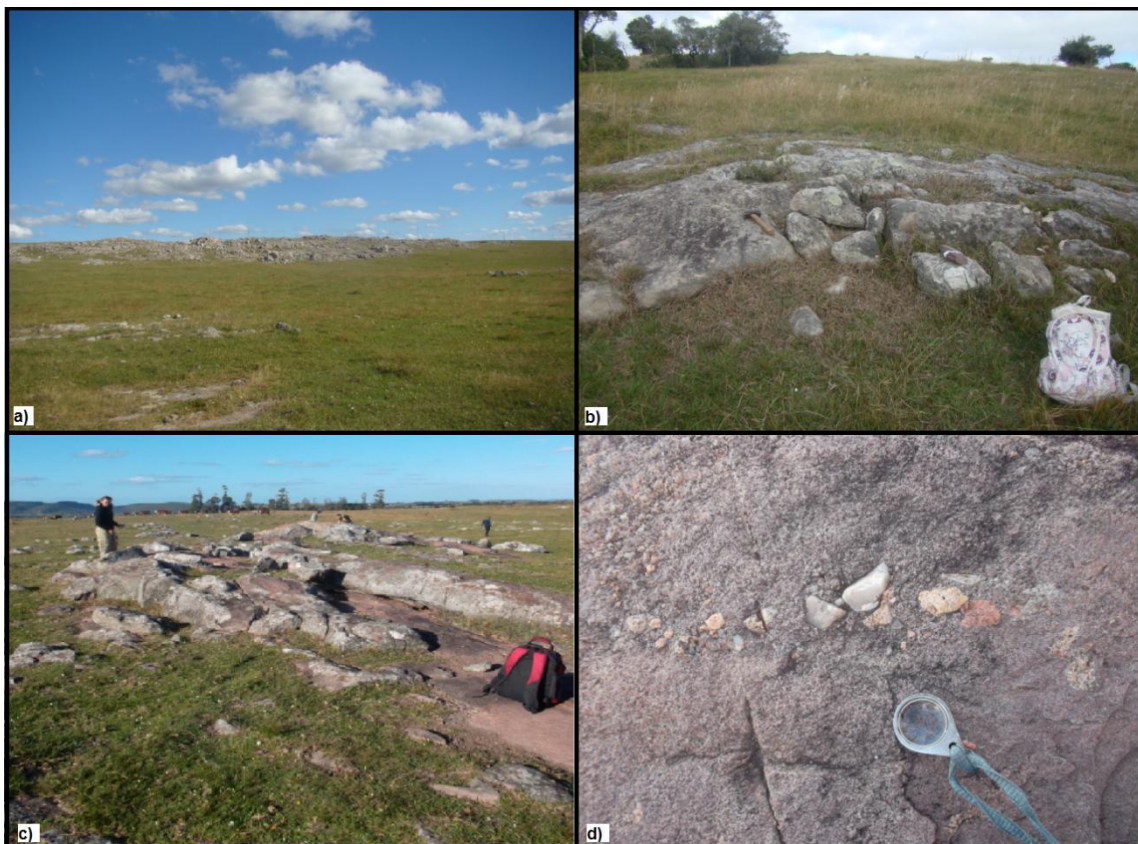


Figura 12: “a” e “b” afloramento característico de arenito; “c” direção principal dos afloramentos e “d” seixos de riolito, granito e feldspato.

4.2. Microscopia óptica

4.2.1. Siltito

Descrição:

Apresenta laminação evidenciada pela alternância de composição e granulometria de espessura milimétrica (a, figura 13), possui 40% de argila e 60% de silte, e os grãos não possuem uma orientação preferencial. A fração siltica é constituída por quartzo com extinção ondulante e é monocristalino (e, figura 14) em sua maioria, embora fossem encontrados alguns grãos policristalinos; k-feldspatos (b, figura 13) e plagioclásios, ambos apresentam forte ilitização e sericitização (a, figura 14), e os plagioclásios estão albitizados; filossilicatos (micas e cloritas) (b, c e d, figura 14). Todos esses constituintes são detríticos. A fração argilosa é constituída por illita, clorita, vermiculita e caulinita, identificadas na difração de raios x. Há também a presença de óxido de ferro.

Interpretação:

Essa rocha não apresenta constituintes diagenéticos evidentes e importantes, apenas é notada textura de dissolução por pressão.

Devido à presença de grande variedade de fragmentos micáceos, conclui-se que essa rocha é proveniente provavelmente de um complexo metamórfico de baixo grau.

Classificação: Siltito lamoso.

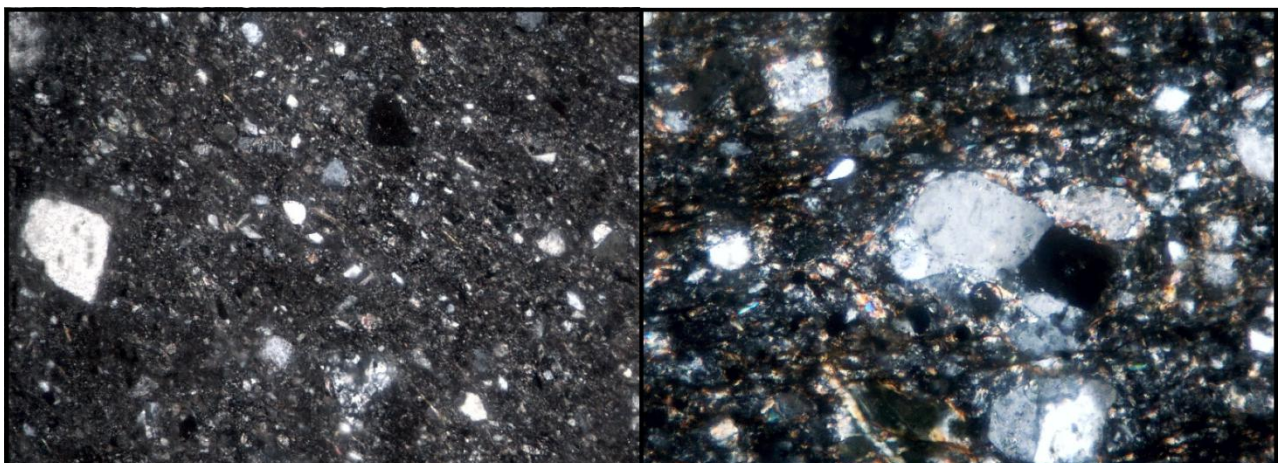


Figura 13: “a” Laminação marcada pela variação granulométrica; b) grão de feldspato.

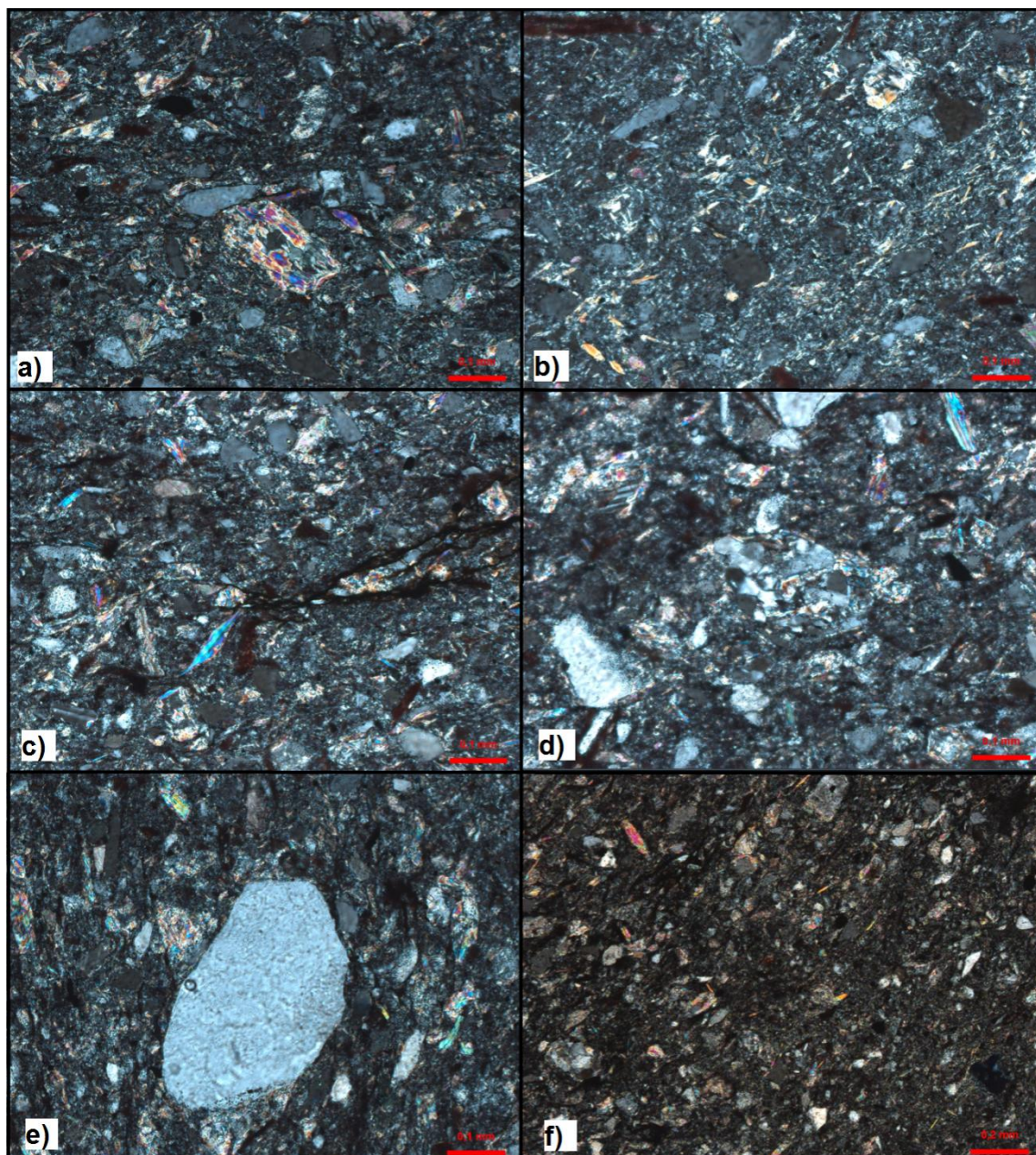


Figura 14: “a) grão de feldspato com sericita E=0,1 mm; “b”, “c” e “d” constituintes micáceos, em maioria sericita que são abundantes e presentes em todos os siltitos E=0,1 mm; “e” grão de quartzo E=0,1 mm e “f” visão geral E=0,2 mm.

4.2.2. Arenitos

Descrição:

Apresentam estrutura maciça, com granulometria variando de média a grossa, mal selecionado, sendo compostos de 95% de areia e 5% de cascalho, moderadamente selecionado, com partículas arredondadas e subangulares. A sustentação é dada pelos grãos e os contatos são, em sua maioria, longos e côncavo-convexos (a, figura 15), a orientação dos grãos é caótica e o empacotamento é apertado. São compostos de 40% de quartzo sendo que 30% são grãos monocristalinos e 10% constituem grãos policristalinos (c, figura 15), todos os grãos possuem extinção ondulante, porém apenas alguns apresentam extinção fortemente ondulante sendo a maioria dos grãos monocristalinos de origem plutônica; 35% de feldspatos que por vezes aparecem com sericita (a, figura 16), 20% plagioclásios albitizados, 10% de ortoclasio, 5% de microclínio (d, figura 15) e 5% de pertita (b, figura 16); 10% de fragmentos de rochas vulcânicas (f, figura 15), plutônicas e metamórficas, sendo em maioria a predominância de fragmentos de rochas vulcânicas afaníticas; 5% de minerais pesados, em sua maioria óxidos de ferro e 5% de fragmentos de sericita.

Interpretação:

É possível visualizar os seguintes aspectos diagenéticos:

- Cutículas de óxido de ferro (d, figura 16);
- Forte compactação física evidenciada pela desaparecimento da porosidade e crescimento diagenético de quartzo (b, figura 15);
- Compactação química evidenciada pela ilitização nas bordas de alguns grãos de k-feldspato (c, figura 16);
- Albitização (e, figura 15).

Os arenitos foram classificados como Arenito médio conglomerático arcóseo lítico.

Aspectos genéticos:

- a) Ambiente deposicional: ambiente de alta energia.

- b) Proveniência: A composição detrítica constituída em sua maioria por grãos plutônicos evidencia forte contribuição de embasamento soerguido. Também, devido a uma importante quantidade de fragmentos vulcânicos e metamórficos, interpreta-se contribuição de arco magmático.
- c) Ambiente diagenético: continental.

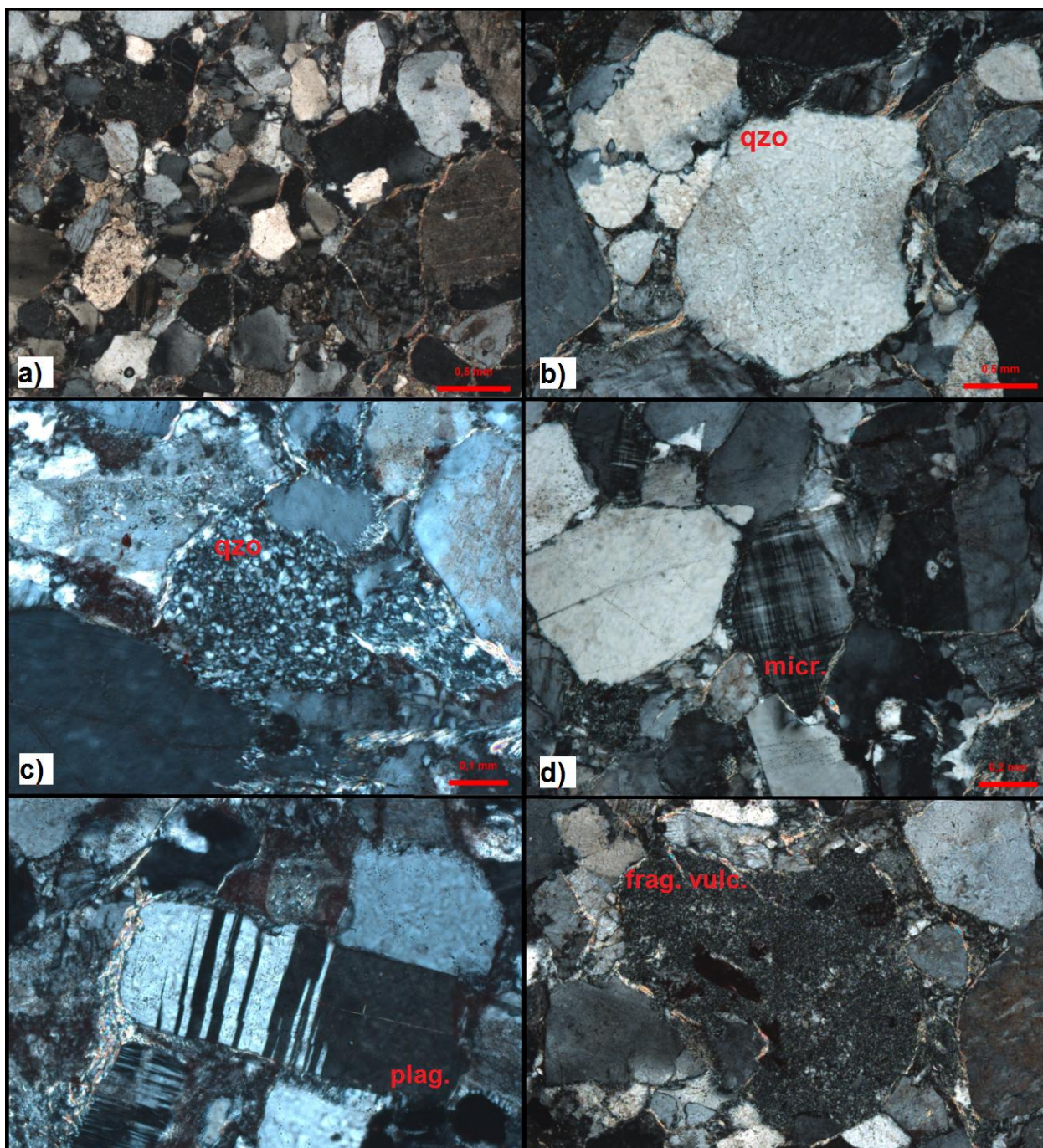


Figura 15: “a) visão geral E=0,5 mm; “b) grão de quartzo com crescimento diagenético E= 0,5 mm; “c) grão de quartzo policristalino E=0,1 mm; “e) microclínio E=0,2 mm; “e) albitização E=0,2 mm; “f) fragmento vulcânico E=0,2 mm.

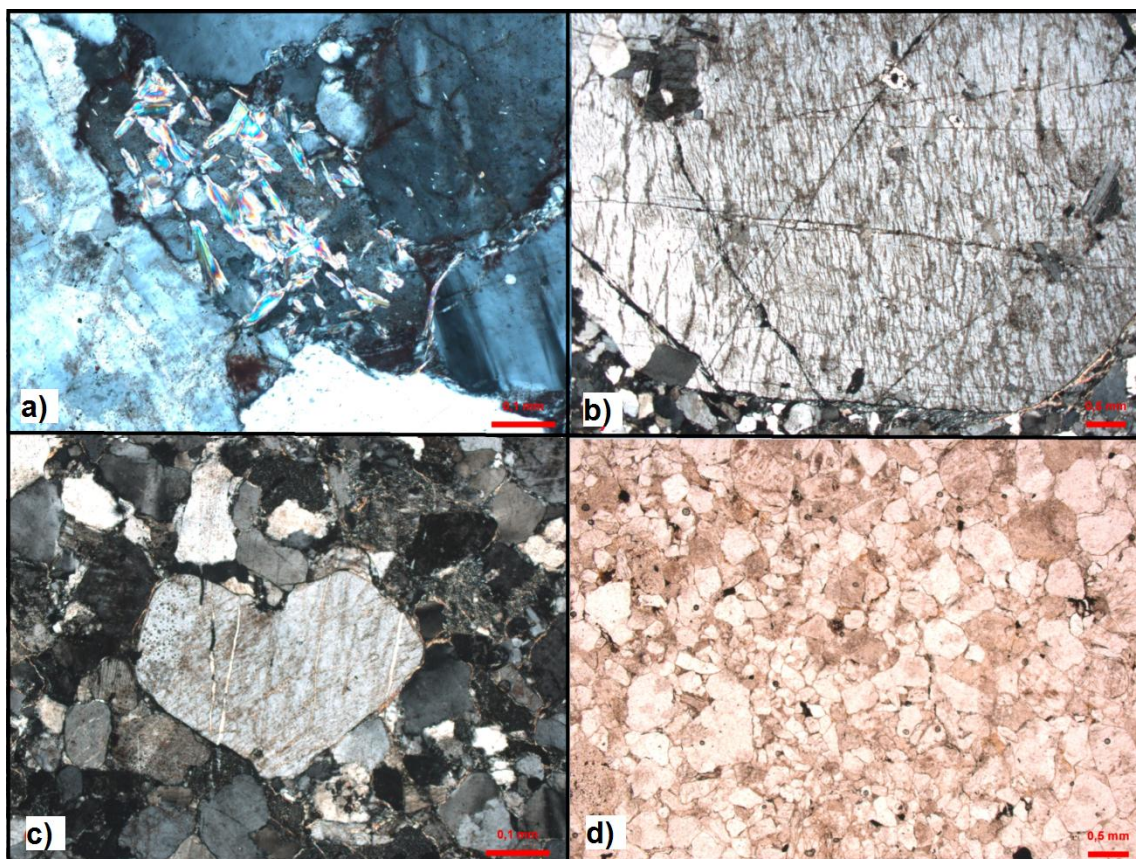


Figura 16: “a” grão de feldspato com sericita $E=0,1$ mm; “b” pertita $E=0,5$ mm; “c” grãos com bordas ilitizadas $E=0,1$ mm; “d” cutícula de óxido diagenética $E=0,5$ mm.

4.2.3. Difração de Raios X

A difração de raios X é uma técnica indicada para determinar as fases cristalinas presentes em diversos materiais, dentre eles os minerais. Assim, nesse trabalho, foi possível a identificação de fases minerais muito finas que não são possíveis de diagnosticar na microscopia óptica.

Os argilominerais identificados nos siltitos foram cloritas e ilitas, o pico verificado como caulinita na verdade corresponde ao da clorta e a vermiculita encontrada é apenas um alteração de clorita(figura 17 e figura 18), também foram identificados quartzo e plagioclásio (figura 17 e figura 18). Nos arenitos foram identificados quartzo, plagioclásio e ilita (figura 19).

A seguir estão os resultados dos difratogramas:

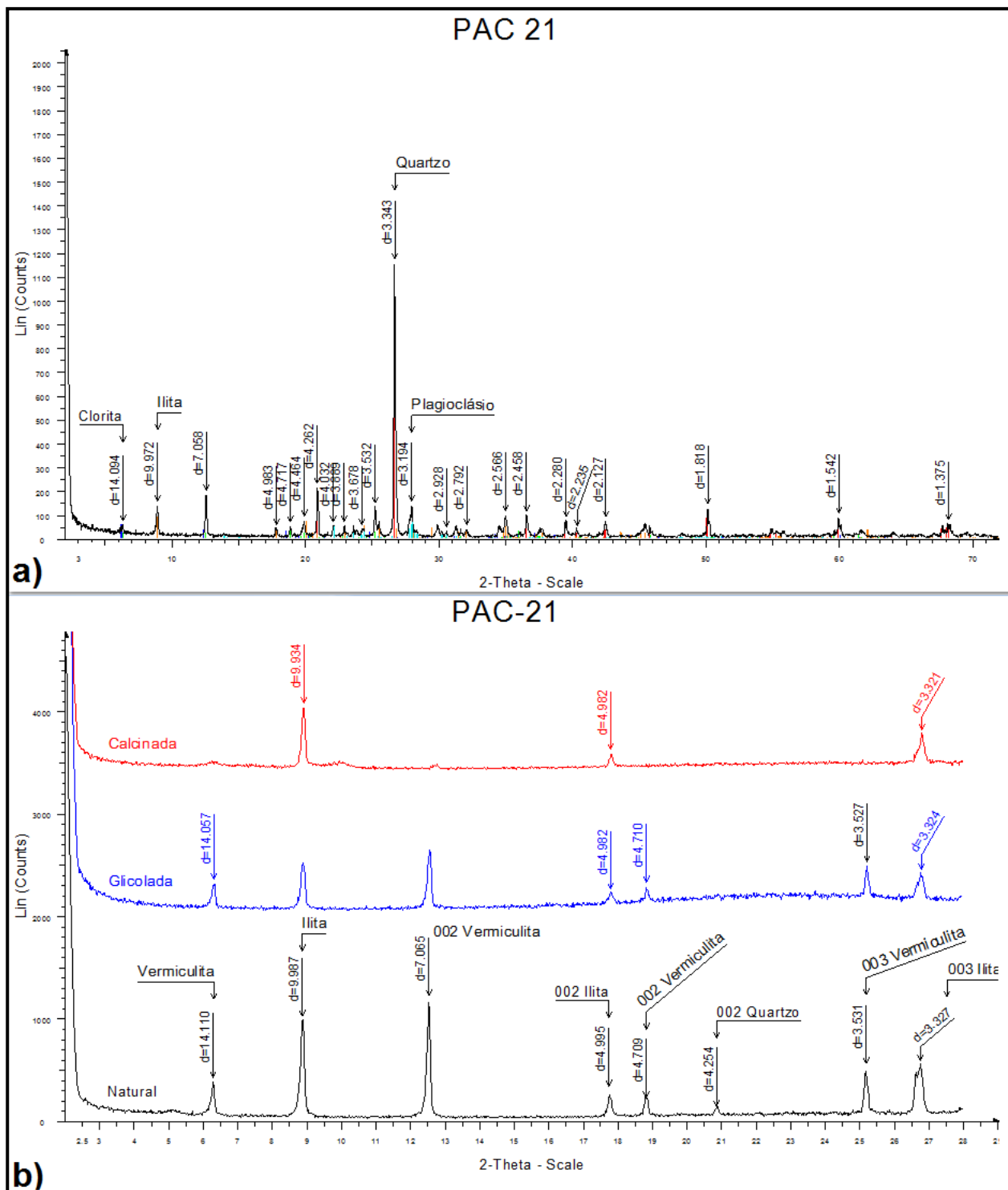


Figura 17: “a”, difratograma em pó, “b” difratograma em argila de Siltito.

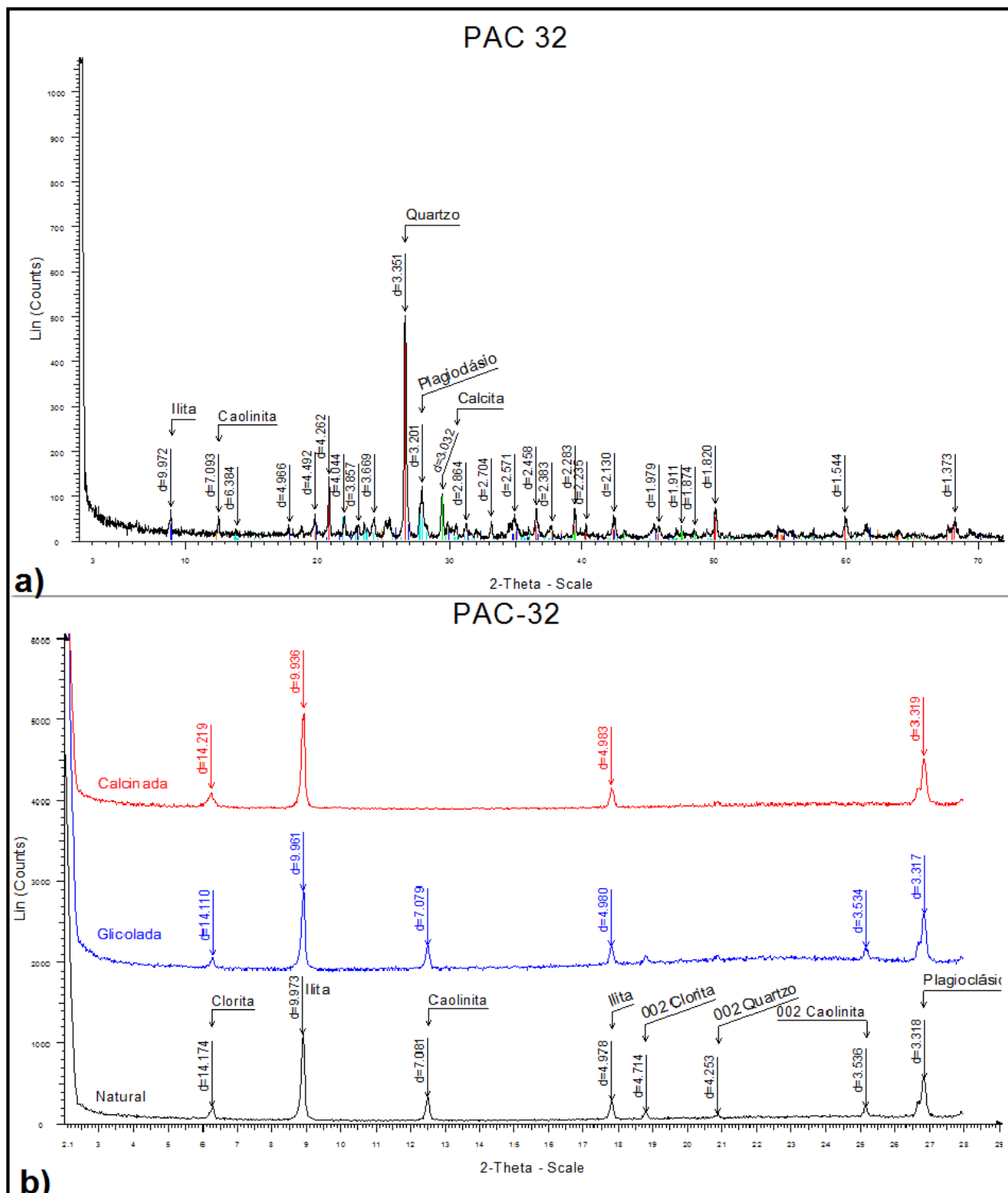


Figura 18: “a” difratograma em pó e “b”, difratograma em argila de Silito

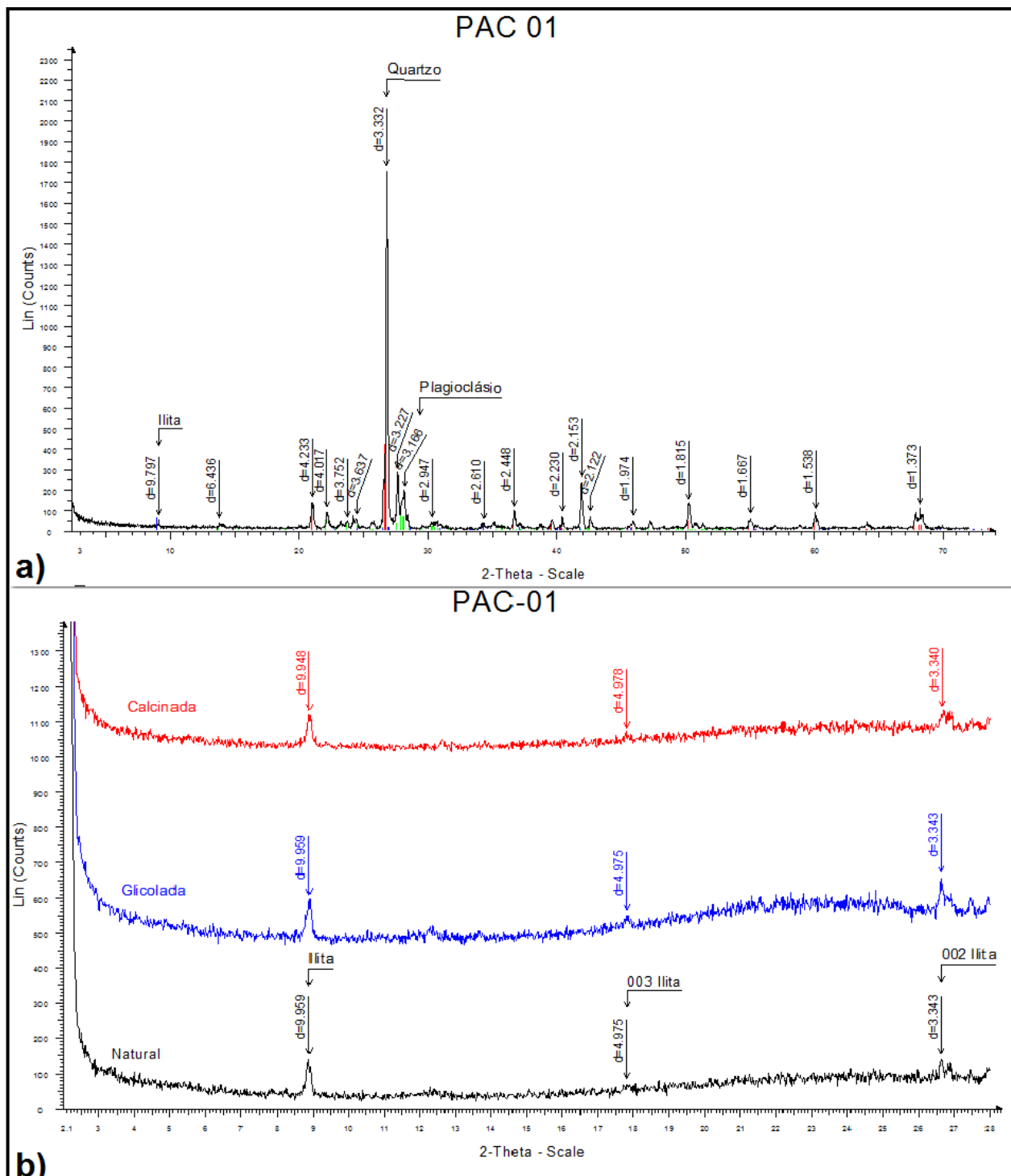


Figura 19: "a", difratograma em pó e "b", difratograma em argila de Arenito.

4.3. MEV

A melhor forma de analisar as texturas e estruturas de zircões é o método de imageamento no MEV-EDS (detector de raios x por energia dispersiva) por catodoluminescência (CL) ou *backscattered electron* (BSE).

Através desses métodos pode-se obter um mapeamento dos zoneamentos químicos e fraturas dos grãos, além de obter respostas do zoneamento dos elementos terras-raras dos grãos podendo-se relacionar com a textura. A zonação do zircão reflete a variação de composição do grão e a espessura das bandas de zoneamento pode variar, podendo existir variações nos padrões de bandas dentro de um único cristal.

O imageamento por BSC revela contrastes do peso atômico por região de uma fase; quanto maior o peso atômico, mais elétrons irão reagir, e mais iluminada aparecerá a imagem. (Corfu et al.,2003). Assim, é possível reconhecer zonas texturais que significam mudanças composicionais do grão (Zr, Si, Hf, P, Y, U, Th)

Foram confeccionadas duas *mount* de zircões do siltito e do arenito para caracterizar as texturas e morfologias presentes nesse mineral. A seguir, encontram-se as imagens das populações de zircões dessas rochas e fotos de detalhe em CL e BSC.

Amostra PAC-03 (Siltito):

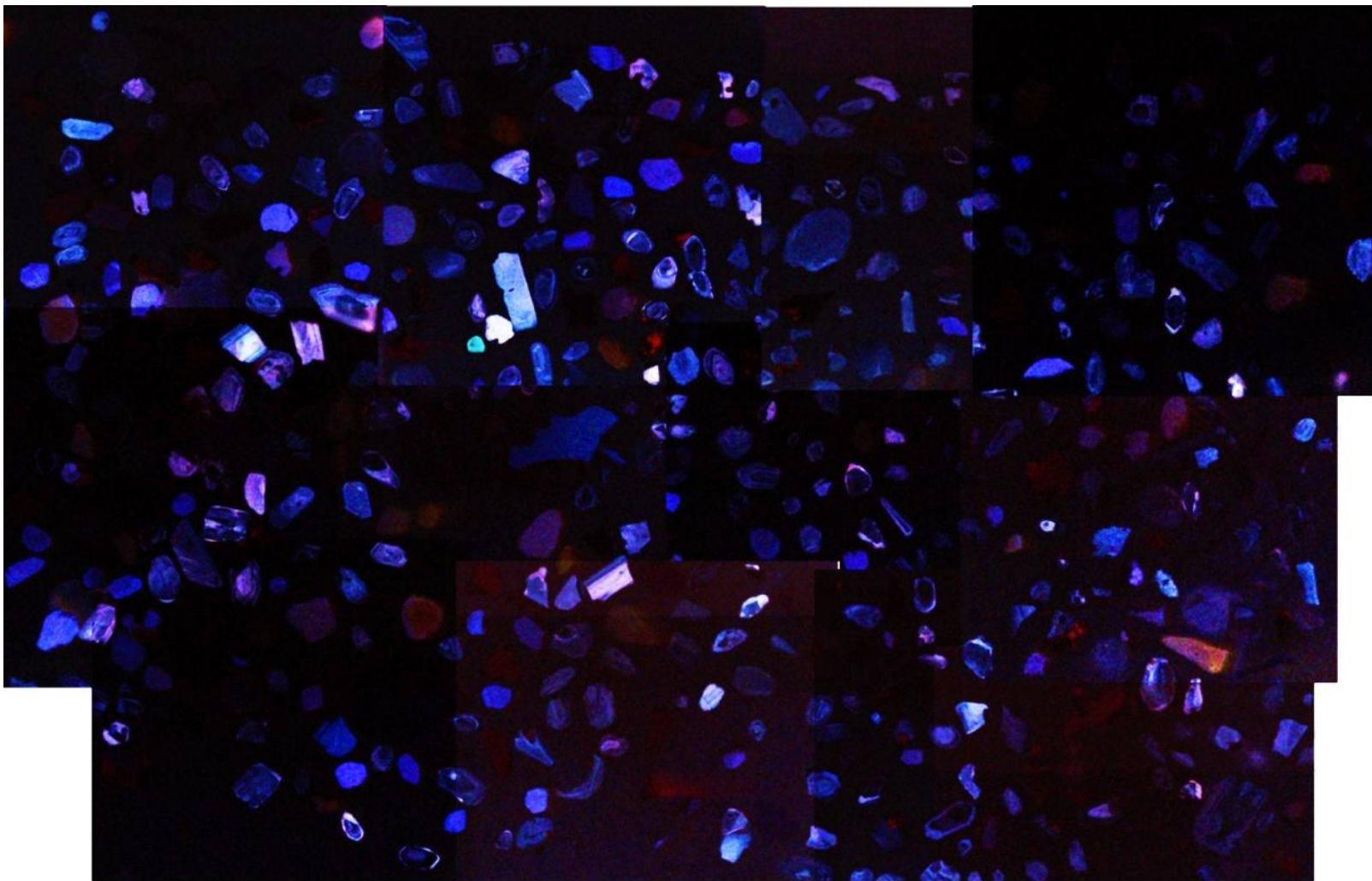


Figura 20: mount de zircões do Siltito em catodoluminescência.

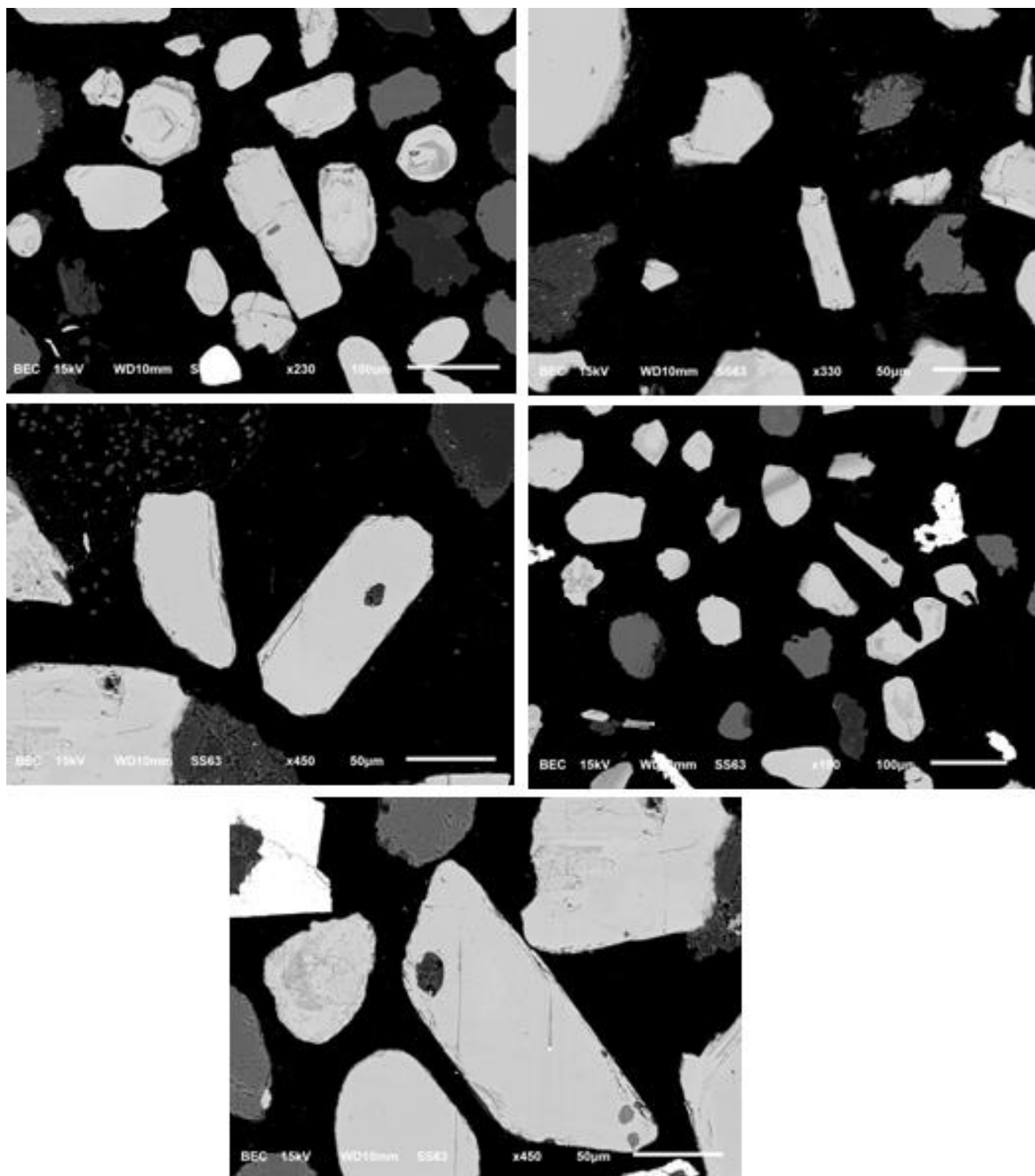


Figura 21: imagem de zircões em BSC de Siltito.

Amostra PAC-01 (Arenito):

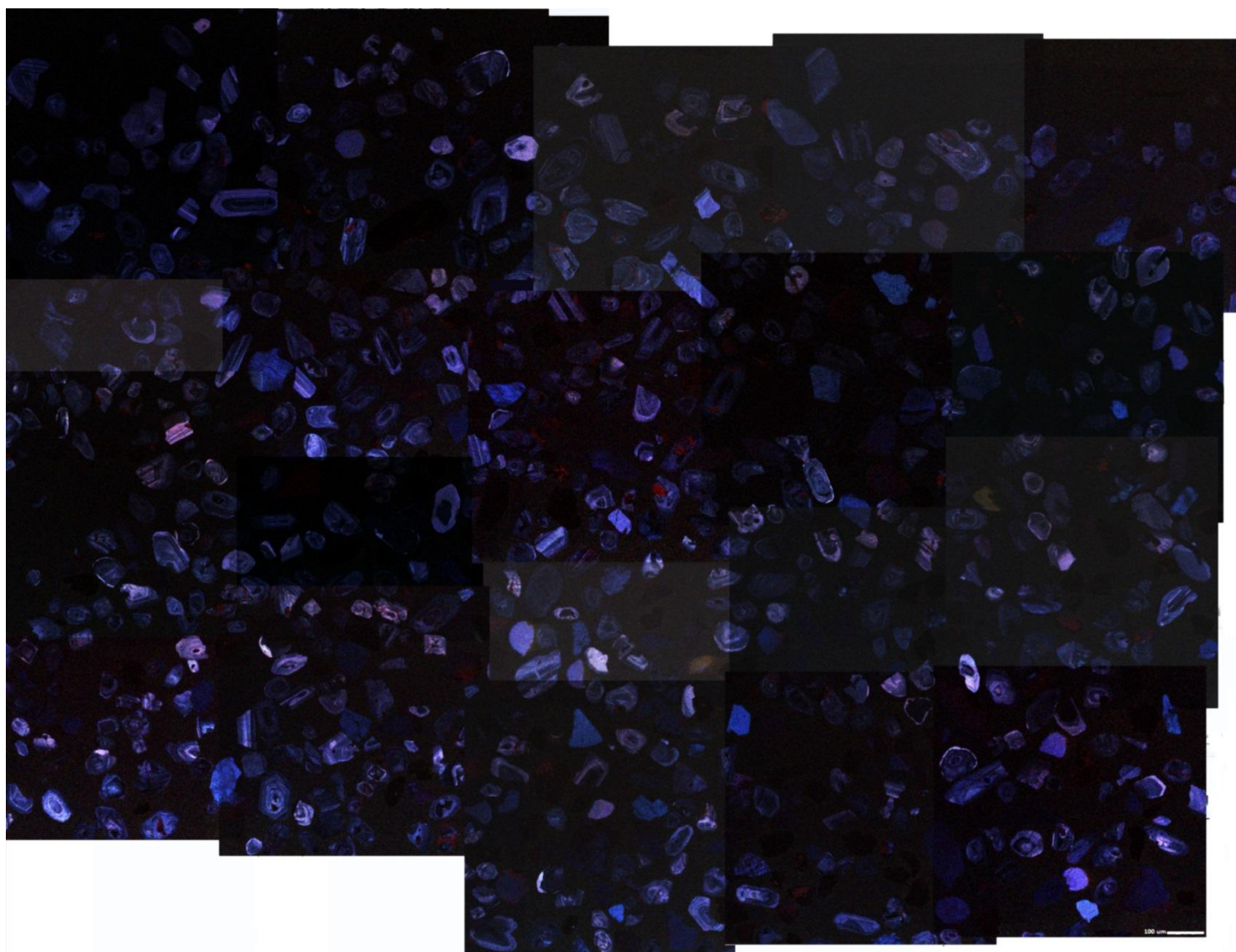


Figura 22: mount de zircões do Arenito em catodoluminescência.

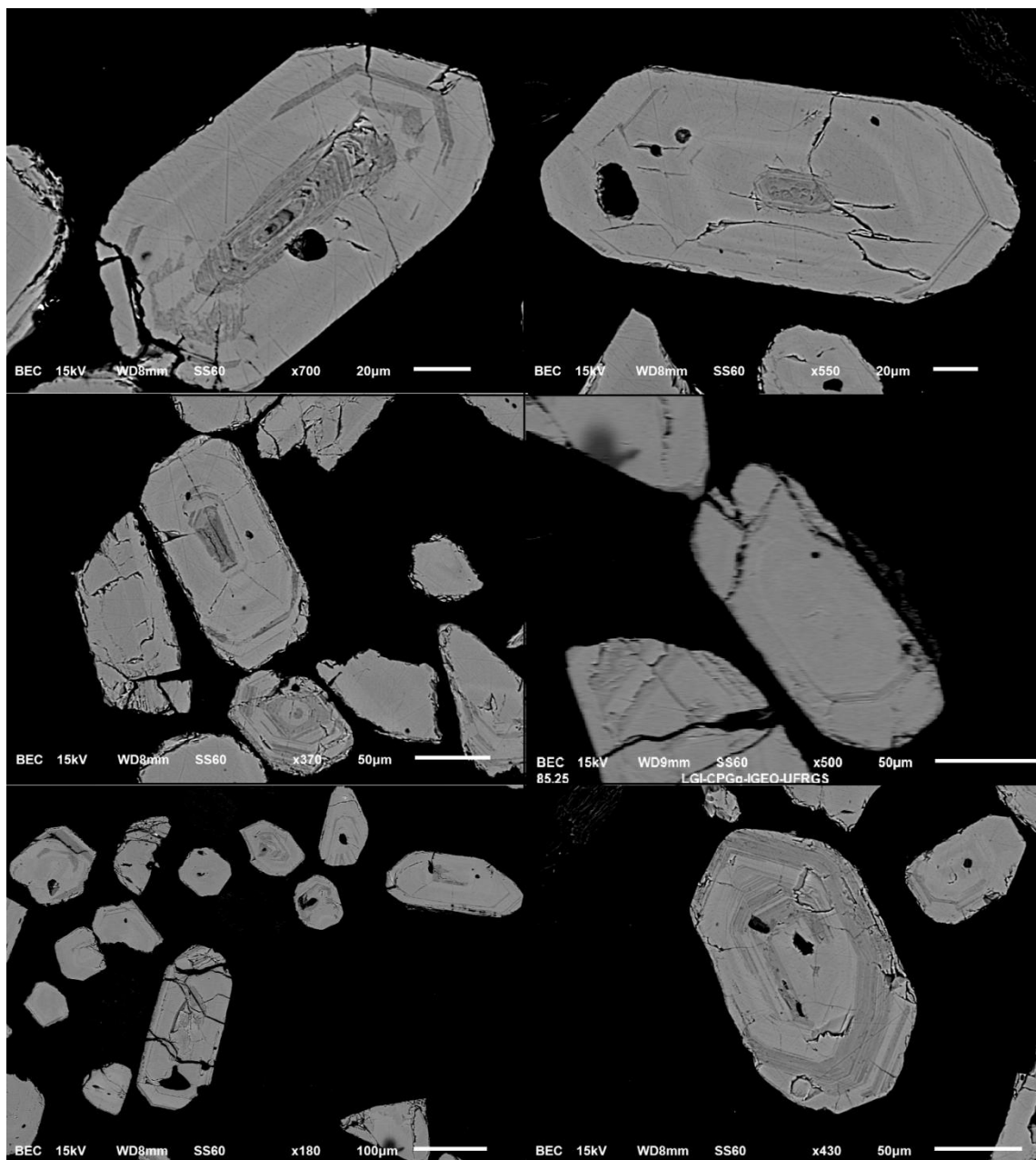


Figura 23: imagem de zircões em BSC de Arenito.

O zircão é um mineral muito resistente ao intemperismo, diagênese e deformação. É um ortossilicato tetragonal e a sua composição permite trocas catiônicas através de mecanismos de substituição, onde o U^{4+} , Th^{4+} e Ti^{4+} podem ser acomodados no sítio do Zr^{4+} .

O zircão é útil como ferramenta de datação de eventos magmáticos e metamórficos de alto grau e sua morfologia pode dar informações sobre a temperatura e a composição do protólito no qual ele se formou. Em rochas metassedimentares, os zircões detríticos apresentam uma população de texturas e graus de eudria variados, assim, podem ser reconhecidas características morfológicas que refletem seu ambiente de formação, pois dado o ambiente cada mineral possui uma característica peculiar, podendo assim demonstrar relação com diferentes zonas de proveniência dos núcelos herdados de zircão

Zircões detríticos são característicos de rochas sedimentares, compõe a maioria da população dessas rochas (figuras 20 e 22), são caracterizados por estarem quebrados e com sua morfologia alterada devido ao transporte durante o tempo, como é visto nas imagens de detalhe (figuras 21 e 23). Porém, é constatado que existem alguns zircões nas duas rochas que preservam sua morfologia original, padrões de zonação ainda podem ser reconhecido em alguns grãos (figura 23) e cristais euédricos ainda estão preservados, como é visto em alguns cristais (figura 21 e 23), sugerindo que seu transporte não foi longo, ou seja, que há contribuição de área-fonte proximal também.

5. DISCUSSÕES

Sabe-se que as unidades da Bacia do Camaquã ocorrem em setores de afloramentos isolados e distantes geograficamente entre si, sendo assim, difícil efetuar correlações. Embora essa região esteja situada a uma distância considerável dos afloramentos da Formação Maricá (Passo do Salsinho, Vila Nova do Sul, Platô da Ramada, Arroio America), foi possível comprovar semelhanças com rochas já estudadas da Formação Maricá, porção basal da Bacia do Camaquã.

Características petrográficas foram comparadas, uma importante é quanto ao alto grau de litificação dos arenitos estudados, associados ao soterramento e/ou proximidade de diques, soleiras ou corpos intrusivos, assim como foi constatado em Borba, A.W. 2006. Também, os arenitos dessa sequência sedimentar possuem clastos de diferentes composições, e uma quantidade significativa de fragmentos vulcânicos, dispõem-se em camadas tabulares, não sendo visível nenhuma estratificação no campo, sendo assim comparáveis aos arenitos arcóseos líticos da sucessão média da Formação Maricá, definida por Borba, A.W. 2006, que possui predominância de siltitos com laminação plano-paralela, semelhantes aos estudados nesse trabalho. Embora a laminação nos siltitos estudados seja visível apenas em microscopia óptica, e não existam dados de datação ou de conteúdo fóssilífero, propõe-se a correlação dessa sequência sedimentar com a sucessão média da Formação Maricá da Bacia do Camaquã. Essa sequência sedimentar possui origem marinha, com correntes de turbidez caracterizada pela presença de arenitos.

Ainda que não tenham sido efetuados estudos de datação, a proveniência dessas rochas foi inferida através das lâminas petrográficas estudadas, constatando-se no arenito uma gama variada de composições: elementos plutônicos (quartzo monocrystalino, feldspatos, vulcânicos (fragmentos riolíticos) e metamórficos (quartzo policristalino e sericitas), sendo que a maioria dos grãos são de origem plutônica evidenciando uma forte contribuição do embasamento, mas também, devido a presença de componentes vulcânicos, é possível propor que houve um evento vulcânico

concomitante a deposição. Os siltitos possuem grãos plutônicos (quartzo e k-feldspato), mas, em sua maioria são compostos de grãos micáceos oriundos de um terreno metamórfico de baixo grau, proposto nesse presente trabalho, que sejam rochas do Complexo Porongos que é composto por uma sucessão de rochas metassedimentares, dentre essas rochas, metapelitos, quartzitos e xistos, de idade Neoproterozoica Saalman *et al.* (2006).

Retomando a questão de os trabalhos nessa sequência sedimentar serem escassos e essas rochas estarem em um afloramento isolado e distante de regiões conhecida, pode-se inferir que essa sequência seja mesmo pertencente a Bacia do Camaquã, pois de acordo com Pelosi e Fragoso-Cesar (2006), no sudeste do continente sulamericano, sobre rochas metamórficas e plutônicas do embasamento pré-cambriano, ocorrem espessas sucessões sedimentares e vulcanogênicas do Neoproterozóico III/Eopaleozóico que ocorrem em camadas diversamente deformadas, desde sub-verticais e afetadas por cisalhamento até suavemente basculadas. Estas unidades estão alojadas em diversas bacias, ou sub-bacias, que se estendem desde o sul de Minas Gerais até o sul do Uruguai.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Através dos estudos realizados no presente trabalho, foi possível solucionar as dúvidas iniciais que foram propostas. Foi constatado, através das lâminas petrográficas que não há nenhum sinal de metamorfismo na sequência sedimentar, os filossilicatos presentes nas amostras (sericitas, ilitas e cloritas) são em quase sua totalidade detríticos, apenas há presença ilita neoformada dissolvendo as bordas dos grãos. Quanto às estruturas identificadas em campo, concluiu-se que estão relacionadas a ação de falhas.

Assim, ainda que trabalhos na área sejam escassos e referências quanto a existência de afloramentos da Formação Maricá na região do Cerro Chato sejam raras, foi possível definir preliminarmente que essas rochas podem ser associadas a Formação mais jovem da Bacia do Camaquã,

Para a validação de tais definições, necessita-se de mais dados que corroborem com esses resultados, porém, as semelhanças com as rochas da Formação Maricá, aliada a estudos preliminares realizados pela CPRM permitem inferir considerações que servirão de base para futuros estudos.

7. BIBLIOGRAFIA

BARRIOS M.E.S., SOMMER C.A., OLIVEIRA D.S., BENITES, S. Rochas Riolíticas da Região do Cerro Chato (Herval, RS): Geologia e Petrografia. Poster. In Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 2013.

BICCA, M.M. (2013). Tectônica e Proveniência do Grupo Santa Bárbara, Região de Minas do Camaquã – RS. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BICCA M.M., CHEMALE JR.F., JELINEK. A.R., OLIVEIRA C.H.E., GUADAGNIN F., ARMSTRONG R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Jornal of South American Earth Sciences* 48 173-192.

BORBA, A.W. (2006). André Weissheimer de Borba. Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-rio-grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

BORGES, P.B. (2006). Contribuição do sensoriamento remoto na delimitação e mapeamento geológico do Cerro Chato, SW do Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

CHEMALE JR. F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In*: Holz M.; DeRos L.F. (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. CIGO-UFRGS, pp.:13-52.

CHICHORRO, M., 2014. Zircão. Um mineral marcador dos grandes ciclos geológicos. VIII Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO BRASILEIRO. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 2007. Escala 1:750.000. CD-ROM.

DE ROS. L.F. Petrologia Sedimentar – Notas de aula, GEO 03 005, Petrologia Sedimentar. Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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. Rev. Bras. Geoc, 25(4): 351-374.

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 contribuição a partir das assinaturas geofísicas. Rev. Bras. Geoc, 25(4): 375-384.

FERNANDES L.A.D., TOMMASI A., PORCHER C.C. 1992. Deformation patters in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt; a reappraisal. J. South Amer. Earth Sci., 5(1): 77-96

FRAGOSO-CESAR A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Rio-grandense. In:SBG, Cong. Bras.Geol, 31, Camboriu, Anais, 5:2879-2891.

FRAGOSO-CESAR A.R.S., FIGUEIREDO M.C.H., SOLIANI JR E., FACCINI U.1986. O Batólito Pelotas (proterozoico superior / eo paleozoico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: SBG, Cong.Bras. Geol.,34, Goiania, Anais, 3:1322-1343.*

GRUBER, L. (2010). Geocronologia U-Pb em Zircão Detrítico Aplicada ao Estudo de Proveniência de Metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana da Boa Vista, RS. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

HARTMANN, L.A., CHEMALE JR., F, PHILIPP, R.P. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré- Cambriano. *In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.. (Org.). 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Contribuições.. 1ª ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1, p. 97-123. 2007.*

LENZ, C. (2006). Evolução Metamórfica dos metapelitos da Antiforme Serra das Pedras: condições e idades do metamorfismo. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

NOLL, F.R.J., SOMMER C.A., LIMA E.F., PHILIPP R.P., OLIVEIRA D.S. Faciologia e petrografia das rochas vulcânicas na reigão do Cerro Chato (município de Herval), Extremo Sul do Brasil, 2010.

OLIVEIRA C.H.E., CHEMALE JR.F., JELINEK A.R., BICCA M.M., PHILIPP R.P. 2014; U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic trantensional basins of the Dom Feliciano blt, Brazil. *Precambrian Research* 246 240-255.

PHILIPP R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255p.

PHILIPP R.P., MESQUITA M.J., GOMES M.E.B., ALMEIDA D.P.M. 1993; Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitoides brasileiros da região de Pelotas, RS. Pesquisas, 20(1): 3-13.

PHILIPP R.P., MACHADO R. 2001. Suítes graníticas do batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. Rev. Bras. Geoc.,31(3): 257-266.

PHILIPP R.P., MACHADO R., NARDI L.V.S., LAFON J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. Rev. Bras. Geoc, 32(2): 277-290.

PHILIPP, R.P., NARDI, L.V.S., BITENCOURT, M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Michel Holz; Luis Fernando de Ros. (Org.). Geologia do Rio Grande do Sul. 1ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. 1, p. 133-160.

PELOSI, A.P.M.R.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. 2003 Poposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias. Porto Alegre, Anais, 133-138.

ROCHA, P.G. (2009). A investigação das Rochas Vulcânicas Ácidas do Cerro Chato (RS) por sensoriamento remoto e geoquímica. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SAALMAN, K.; REMUS, M.VD.; HARTMANN, L.A. (2006) Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, Southern Brazil. Geological Magazine, v. 143 (I), pp. 59-58.

WILDNER W., RAMGRAB E.R. 1999. Pedro Osório - SH.22-Y-C, Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:250.000. PLGB, Brasília, CPRM.