

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS CATACLÁSTICAS
ASSOCIADAS À ZONA DE CISALHAMENTO CAMBURU –
SALESÓPOLIS E SÃO SEBASTIÃO (SP)**

Claudio Alejandro Salazar Mora

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-10/11)

São Paulo
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028415

CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS CATACLÁSTICAS
ASSOCIADAS À ZONA DE CISALHAMENTO CAMBURU –
SALESÓPOLIS E SÃO SEBASTIÃO (SP)

Claudio Alejandro Salazar Mora



Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

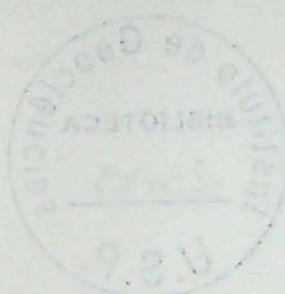
MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-10/11)

São Paulo
2010

TF
SIGA
CA.C

ОДАЧА ВОЗДУШНО-
САМОЛЕТНОГО ПАРКА

ЗАКОНЧАЮЩАЯ САМОЛЁТЫ ВОЗДУШНОГО ПАРКА
ПОСЛЕ ОТКЛЮЧЕНИЯ ВСЕХ АВТОМОБИЛЕЙ
(12) ОДАЧА ВОЗДУШНОГО ПАРКА



ОДАЧА ВОЗДУШНОГО ПАРКА ВОЗДУШНО-САМОЛЕТНОГО ПАРКА

ПОДПИСЬ НА ОГЛАСАТЬ ВСЕ АВТОМОБИЛИ
ПОСЛЕ ОТКЛЮЧЕНИЯ

ОДАЧА ВОЗДУШНО-САМОЛЕТНОГО ПАРКА

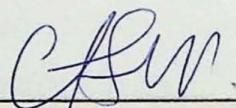
ПОСЛЕ ОТКЛЮЧЕНИЯ

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

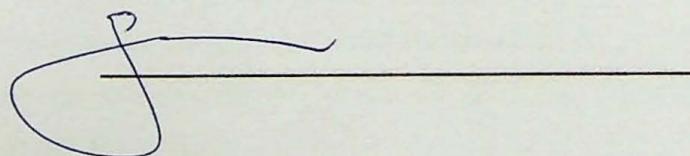
**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS CATACLÁSTICAS
ASSOCIADAS À ZONA DE CISALHAMENTO CAMBURU –
SALESÓPOLIS E SÃO SEBASTIÃO (SP)**

De acordo,

Claudio Alejandro Salazar Mora



Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-10/11)

A coisa mais bela que o homem pode experimentar é o mistério. É esta a emoção que está na raiz de toda ciência e arte. O homem que desconhece esse encanto, incapaz de sentir admiração e estupefação, esse já está, por assim dizer, morto, e tem os olhos extintos. - Albert Einstein

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Camburu (ZCC) está associada à evolução da Faixa Ribeira e é reconhecida como uma falha transcorrente destral com direção NE-SW. A estrutura inclui-se no embasamento cristalino da região de São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo, e separa dois blocos distintos de rocha, o Granito Pico do Papagaio a norte, e o Augen Gnaisse Juqueí a sul, ambos pertencentes ao Complexo Costeiro. A ZCC é pré-cambriana a cambro-ordoviciano e abriga uma faixa de dezenas a centenas de metros de espessura de rochas miloníticas predominantemente quartzo-feldspáticas. Os trabalhos anteriormente existentes consideram que a falha foi reativada gerando abatimento de bloco e produzindo intercalações métricas a milimétricas de rochas cataclásticas cimentadas, possivelmente durante o Terciário.

Esse trabalho teve como objetivo a caracterização dessas rochas cataclásticas a fim de buscar entender os processos que dão coesão a esse tipo de tectonito. Além disso, foi feita uma revisão acerca das classificações de rochas de falha. A caracterização foi feita através de petrografia convencional, difratometria de raios-x e microscopia eletrônica de varredura.

Dados petrográficos e microestruturais mostram que essas rochas mantiveram sua coesão *primária*, podendo, então, ser classificadas como pertencentes à série dos cataclasitos. Três níveis cataclásticos sobrepostos foram identificados: O nível cataclástico 1 (Nc1) e o Nc2 são **protocataclasitos** e o Nc3 uma **brecha moída**. Os principais mecanismos deformacionais atuantes durante a gênese dessas rochas foram a cataclase e reações sin-tectônicas de baixo grau metamórfico. A cataclase foi evidenciada pela distribuição fractal dos grãos e fragmentos policristalinos angulosos a subarredondados, contidos em uma matriz mais fina de mesma composição, em diferentes escalas, desde a mesoscópica, até a nanométrica. Além disso, atuam a dilatância, a rotação de corpos rígidos e o fluxo cataclástico, não ocorrendo deformação dúctil intracristalina. Sugere-se que reações metamórficas de baixo grau geraram micas muito finas e liberam sílica em solução a partir da quebra de cristais de feldspato do protólito, gerando uma cimentação sin-tectônica em domínios dilatantes.

A cataclase junto com as reações de quebra do feldspato permitem sugerir um intervalo de temperatura de 250°-300°C para a geração desses cataclasitos. Essas condições metamórficas sugerem uma geração tardí-brasiliana, ainda em condições dúcteis-rúpteis, ao invés de uma reativação terciária em níveis crustais mais rasos exclusivamente rúpteis.

ABSTRACT

The Camburu Shear Zone (CSZ) is recognized as a NE-SW trending dextral transcurrent fault and it is related to the evolution of the Ribeira Belt. The structure occurs within the crystalline basement of the São Sebastião region in the northern coast of the São Paulo State. It separates two different lithologies, the Pico do Papagaio Granite, to its north, and the Juquei Augen Gneisse, to its south, both grouped in the Coastal Complex. The CSZ dates from the Precambrian to the Cambro-Ordovician and it is characterized by a meter to hundred meter width belt of quartz-feldspathic mylonitic rocks. Previous works postulate that the fault underwent normal reactivation, probably during the Tertiary, developing metric-to-millimetric thick intercalations of cemented cataclastic rocks.

This study aimed to characterize these cataclastic rocks in order to understand which processes give them cohesion. A review on fault rocks classification is also presented. The methods used in the characterization were conventional petrography, X-ray diffraction and scanning electron microscopy.

Petrographic and microstructural data suggest these rocks maintained their *primary cohesion*, and therefore may be grouped in the cataclasite series other than to the non-cohesive fault rocks. Three cataclastic bands (Cb1,2,3) were identified in the analyzed samples: Cb1 and Cb2 are **protocataclasites** whereas Cb3 is a **crush breccia**.

Cataclasis and syntectonic low grade metamorphic reactions were the main deformation processes that took place during these cataclasites' generation. Cataclasis is demonstrated by the fractal distribution of angular to subrounded grains and fragments surrounded by a fine-grained matrix of the same composition. It can be seen from the hand-sample scale to the nanometric scale. Dilatancy, rigid body rotation and cataclastic flow also took place, and there is no intracrystalline ductile deformation. We suggest that the low grade feldspar-to-micas metamorphic reactions generated fine-grained micas and released silica in solution, developing a syntectonic cementation in dilatant domains.

Cataclasis along with the feldspar-to-mica reactions suggest a 250°-300°C range of temperature for the generation of these cataclasites. These metamorphic conditions suggest a generation during the end of the Brasiliano Cycle (Neoproterozoic to Cambro-Ordovician) when the fault was still under ductile-brittle conditions, other than a shallow crustal level reactivation under strictly brittle deformation.

AGRADECIMENTOS

A seguir, listo todos aqueles que tiveram participação direta ou indireta durante a confecção desse trabalho e durante minha graduação, demonstrando meus agradecimentos:

Ao Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha pela orientação, apoio e paciência em trabalhos de campo (como as incursões no Rio Camburu, nem sempre tão fáceis);

A minha mãe Miriam, meu pai Luis Alejandro, minhas irmãs Katya e Pamela, e ao nosso cachorro Lino por sempre terem me apoiado em todos os momentos difíceis e compartilhado momentos felizes não só durante a graduação, como em toda minha vida;

Ao professor Renato de Moraes pelas construtivas discussões, indicações e empréstimo de livros didáticos;

Aos meus amigos de geologia Fares Ferreira Pessoa (meu irmão Cérebro), Marília Pulito (Atoladinho), Rodolfo Carlos Minelli (Pinky), Evandro Morales Nardini (Arregazzo), Aline Mota (Massacrada), Rafaela Gengo (Bilóba), Sheila Schuindt (Sertão) e Mariana Tiisel (Voodoo) (timão de MapGeo), Paula Correia da Silva (Perua), Stephano Pessini (Gargalo), que de forma ou outra influenciaram na minha formação como geólogo e no meu amadurecimento e que compartilharam ótimos momentos, seja em trabalhos de campo ou em cervejadas de quinta-feira no CEPEGE. Agradeço também a toda galera da turma de 2006 e aos amigos de outras turmas;

Ao Projeto Falhas – Falhas, Campo de Esforços e Fluxo de Fluidos (financiado pela Petrobrás e coordenado pelo Prof. Dr. Alberto Pio Fiori da UFPR), do qual eu e o Prof. Dr. Ginaldo fazemos parte, pelo auxílio financeiro e incentivo ao estudo das falhas e seus tectonitos, além do grande aprendizado com a troca de informações com professores e alunos de outras universidades;

E, finalmente, a todos aqueles que, não por mal, esqueci.

ÍNDICE

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
ÍNDICE	iv
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	vi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	1
1.2 Justificativa	1
1.3 Localização e Acessos da Área de Estudo	2
2. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	2
3. MATERIAIS E MÉTODOS	3
3.1 Caracterização Petrográfica	3
3.2 Difratometria de Raios-X	4
3.3 Microscopia eletrônica de varredura	4
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
4.1 Rochas de Falha	5
4.2 Classificação das Rochas de Falha	8
4.3 Considerações sobre a Classificação das Rochas de Falha	12
4.4 Contexto Geológico da Área de Estudo	14
5. RESULTADOS	17
5.1 Geologia Local	17
5.2 Caracterização Petrográfica	19
5.3 Difratometria de Raios-X	28
5.4 Microscopia Eletrônica de Varredura	29
6. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	34
6.1 Variação de Granulação	35
6.2 Análise Microestrutural	36
6.3 Variação Mineralógica	38
6.4 Integração de Dados	40
7. CONCLUSÕES	43
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45
9. ANEXOS	48
Anexo I – Difratogramas ajustados e listas de picos	49
Anexo II – Análises pontuais de Microscopia Eletrônica de Varredura	51

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização e acessos à área de estudo	2
Figura 2 – Modelo para uma falha que secciona a crosta continental	6
Figura 3 – Classificação das rochas de falha segundo Sibson (1977)	9
Figura 4 – (A) Classificação das rochas de falha proposto por Killick (2003); (B) Classificação das rochas de falha proposta por Woodcock & Mort (2008)	11
Figura 5 – Mapa geológico regional do entorno da área a ser estudada	16
Figura 6 – Imagem com a localização de amostras	18
Prancha I – Fotografias em escala mesoscópica	20
Prancha II – Fotomicrografias do nível cataclástico 1	23
Prancha III – Fotomicrografias do nível cataclástico 2	25
Prancha IV – Fotomicrografias do nível cataclástico 3	27
Figura 7 – Comparação dos difratogramas dos três níveis cataclásticos	28
Prancha V – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura	31
Prancha VI – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura	32
Prancha VII – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura	33
Prancha VIII – Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura	34

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cronograma das atividades realizadas no trabalho	3
Tabela 2 – Análise semiquantitativa (valores em %) das fases cristalinas contidas nos três níveis cataclásticos	29
Tabela 3 – Variação de granulação para os três níveis cataclásticos. Medições feitas a partir do microscópio óptico	35
Tabela 4 – Comparação mineralógica modal (em %) entre os níveis cataclásticos (a partir da análise semi-quantitativa da DRX) e o protólito (proporção modal petrográfica)	38
Tabela 5 – Resumo das principais características observadas nos três níveis cataclásticos	41

1. INTRODUÇÃO

A Zona de Cisalhamento Camburu (ZCC) está associada à evolução da Faixa Ribeira e é reconhecida como uma falha transcorrente destral com direção NE-SW. Inclui-se no embasamento cristalino da região de São Sebastião, litoral norte do Estado de São Paulo. Essa falha constitui uma faixa de dezenas a centenas de metros de espessura de rochas miloníticas, predominantemente quartzo-feldspáticas. A ZCC é pré-cambriana e foi reativada durante o Juro-Cretáceo, com intrusões de espessos diques de rochas básicas, e mais recentemente, provavelmente no Terciário, dando origem a intercalações milimétricas a métricas de brechas cataclásticas silicificadas (Campanha & Ens 1992). Os principais trabalhos feitos na região envolvem estudos morfotectônicos (Campanha *et al.* 1994) e de caracterização da deformação dúctil (Campanha & Ens 1996, Maffra 2000), não havendo profundidade na caracterização das rochas cataclásticas associadas à deformação rúptil mais recente.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desse estudo é a caracterização composicional e microestrutural das rochas cataclásticas produzidas durante a reativação, provavelmente terciária, da Zona de Cisalhamento Camburu. A caracterização dessas rochas será feita a partir de descrições petrográficas (microscopia óptica), difratometria de Raio-X e microscopia eletrônica de varredura. Adicionalmente, será feita uma revisão das classificações e modelos genéticos de rochas de falha.

1.2 Justificativa

Níveis expostos de rochas cataclásticas são bastante raros na região sudeste do Brasil devido ao forte intemperismo, ao qual este tipo de material é mais suscetível. A falha do Camburu é um dos poucos locais do sudeste brasileiro onde esse tipo de material pode ser encontrado. Os processos ao nível microscópico associados à formação desses materiais também são pouco estudados. O estudo dessas rochas trará informações que contribuirão para o melhor entendimento dos mecanismos deformacionais e caracterização microscópica de rochas cataclásticas *stricto sensu* em comparação com outros tectonitos.

1.3 Localização e Acessos da Área de Estudo

A área de interesse (Figura 1) deste estudo se localiza na região SE do Estado de São Paulo, entre os paralelos 23°30' e 24°00'S e meridianos 45°22' e 45°45'W, em especial, na península de São Sebastião. Compreende partes das Folhas Cachoeira do Camburu (SF-23-Y-D-V-2-SE-C) e Serra do Alto Grande (SF-23-Y-D-V-2-SO-D), ambas em escala 1:10.000, e são áreas pertencentes ao Parque Estadual da Serra do Mar.

O acesso à área se faz, a partir de São Paulo, pela Rodovia Ayrton Senna (SP-070) até a cidade de Mogi das Cruzes, de onde se toma a Rodovia SP-088 até a cidade de Salesópolis. A partir da cidade de Salesópolis é possível seguir até a Estrada da Petrobrás, que, embora não pavimentada, é o único acesso ao Planalto do Juqueriquerê. Essa estrada destina-se à manutenção de um oleoduto da Petrobrás, e liga as cidades de São Sebastião e Caraguatatuba, atravessando toda a área estudada. Alternativamente, é possível acessar a Estrada da Petrobrás a partir da cidade de Caraguatatuba.



Figura 1 – Localização e acessos à área de estudo (fonte: www.der.gov.br).

2. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

A primeira etapa desenvolvida nesse trabalho foi a pesquisa bibliográfica, a qual resultou em uma extensa revisão acerca da classificação das rochas de falha assim como dos diferentes mecanismos deformacionais envolvidos na geração dos diferentes tipos de tectonitos. Tal revisão bibliográfica foi feita, principalmente, a partir de artigos publicados em revistas internacionais.

Ao todo foram feitos quatro trabalhos de campo, sendo que os dois primeiros foram realizados no final do ano de 2009 com o objetivo de reconhecimento da área e coleta de amostras. Os outros dois foram feitos já no calendário desse trabalho em janeiro e abril, com o objetivo principal de coleta de amostras significativas dos tectonitos. É importante ressaltar que a maior parte dos afloramentos está localizada dentro do Rio Camburu (Pardo), o que tornou difícil a coleta de amostras.

As etapas seguintes como preparação de amostras, caracterização petrográfica, difratometria de Raio-X e microscopia eletrônica estão detalhadas no tópico a seguir e encontram-se listadas temporalmente na Tabela 1. Não foram encontradas dificuldades significativas que tenham prejudicado o desenvolvimento desse trabalho.

Tabela 1 – Cronograma atualizado de janeiro a novembro de 2010. Os campos em cinza indicam as atividades realizadas.

Atividade	Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Pesquisa bibliográfica												
Trabalhos de campo												
Preparação de amostras (corte, laminação)												
Análise petrográfica, microestrutural e fotografia												
Análise em MEV e DRX												
Elaboração do Relatório de Progresso												
Integração de dados e interpretações												
Elaboração Final da Monografia												

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Petrografia

A caracterização petrográfica foi feita por meio de microscópio petrográfico convencional e buscou apresentar, tanto para as rochas encaixantes como para as rochas cataclásticas, as principais fases minerais presentes, relações de contato, forma de ocorrência, hábito e dimensões, além de detalhada descrição de texturas e microestruturas, como microfraturas inter-, intra- e transgranulares e microfalhas.

Para tanto, foram seguidos livros-texto e artigos como: Trouw *et al.* (2010), Woodcock & Mort (2008), Passchier & Trouw (2005), Blenkinsop (2000) e Schmid & Handy (1991). Os objetivos dessa caracterização é observar como se dá a relação de contato dos níveis cataclásticos com o protólito (se gradacional ou brusco), quais são os mecanismos deformacionais atuantes e qual é a composição do material muito fino que suporta os fragmentos policristalinos e/ou grãos.

3.2 Difratometria de Raio-X

O estudo foi efetuado através do método do pó, mediante o emprego de difratômetro de raios X, marca PANalytical, modelo X'Pert PRO com detector X'Celerator. As condições de análise foram: fonte geradora de raios X de Cu, energia 45 kV x 40 mA, intervalo angular 2,5-70°, passo 0,02°, tempo/passo 20s. A identificação das fases cristalinas foi obtida por comparação do difratograma da amostra com os bancos de dados PDF2 do ICDD – International Centre for Diffraction Data (2003) e PAN-ICSD – PANalytical Inorganic Crystal Structure Database (2007).

A determinação semiquantitativa das fases foi feita pelo método de RIR – Ratio Intensity Reference utilizando estruturas cristalinas do banco de dados ICSD – Inorganic Crystal Structures Database (*National Institute of Standards and Technology, NIST, & Fachinformationszentrum Karlsruhe, FIZ*) de 2007.

A difratometria de Raio-X foi feita no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, sob auxílio da geóloga Juliana Livi Antoniassi, responsável pela difratometria.

3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

A microscopia eletrônica de varredura foi feita em seções delgadas e em pequenos fragmentos de rocha. A partir das seções delgadas foram obtidas, principalmente, imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e análises microquímicas pontuais que possibilitaram a identificação das fases minerais. Tais análises trazem como resultado um difratograma com os elementos químicos e também um histograma quantitativo dos mesmos. A identificação das fases minerais foi feita comparando-se os resultados obtidos com aqueles apresentados no Atlas de Microscopia Eletrônica de Varredura de Welton (1984).

Algumas imagens de elétrons secundários (ES) também foram obtidas, porém estas não são muito boas em seções delgadas devido ao polimento, o qual oblitera a geometria natural das fases minerais.

Boas imagens de elétrons secundários foram obtidas a partir de pequenos fragmentos de rocha, com o objetivo de se observarem estrias nos contatos entre os níveis cataclásticos.

Para as seções de MEV, todas as amostras (lâminas e fragmentos) foram recobertos por uma fina película de carbono no evaporador de carbono SCD 050 Sputter Coater da Bal-Tec. O microscópio eletrônico de varredura é da marca LEO, modelo Stereoscan 440. A avaliação qualitativa e/ou semiquantitativa da forma de ocorrência dos elementos químicos presentes foi efetuada com o emprego de detector de dispersão de energia (EDS), utilizando-se o espectrômetro de raios X por dispersão de energia (EDS) INCA, marca Oxford, com detector de Si. As condições de análise foram com corrente (probe) de 30000 nA, voltagem de 20 kV, distância de trabalho (WD) 24-25 mm e com detectores de BSE e SE. As análises foram feitas, em grande parte, no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da USP. Uma sessão foi feita no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP, em aparelho da marca LEO 440 I com espectrômetro de raios X Oxford, sob as mesmas condições de trabalho supracitadas, exceto pela distância (WD) que nesse laboratório foi de 18 mm.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Rochas de Falha

Rochas de falha é um termo coletivo que se refere aos diferentes tipos de rochas formadas ao longo de falhas, zonas de falha ou zonas de cisalhamento, uma vez que a textura e a trama dessas rochas são interpretadas como sendo produtos de processos deformacionais causados por deslocamentos ao longo dessas estruturas em diferentes níveis crustais. Esses deslocamentos ocorrem devido ao caráter heterogêneo da distribuição da deformação ao longo da crosta, resultando na concentração da deformação em estruturas planares que, consequentemente, podem acomodar movimentações de um bloco rígido de rocha em relação ao outro.

Em termos gerais, as rochas de falha abrangem as *rochas cataclásticas* e as *rochas miloníticas* (Schmid & Handy 1991). Esses dois grupos diferenciam-se de acordo com seus mecanismos deformacionais genéticos, sendo que o primeiro envolve deformação rúptil com processos de quebra e deslizamento com atrito e dilatância, enquanto que o segundo envolve deformação dúctil, a qual apresenta uma variação de mecanismos de deformação desde o fluxo cataclástico até processos cristalo-plásticos.

A cataclase envolve um conjunto de processos de fragmentação rúptil pervasiva que ocorre em níveis crustais rasos (~10-14km) onde as pressões não são altas o suficiente para impedir a abertura de fraturas e as temperaturas tampouco são altas o bastante para gerar processos cristalo-plásticos.

A fragmentação rúptil (Snoke *et al.* 1998) inicia-se com a geração de uma grande densidade de microfraturas que podem coalescer até formar uma zona e falha (Figura 2). Uma vez formada, essa falha pode acomodar movimentações, e o material fragmentado é capaz de fluir devido a movimentações posteriores (e.g. diferentes ciclos sísmicos). Esse fluxo (*fluxo cataclástico*) envolve deslizamento com atrito e rotação de corpos rígidos, podendo ser grãos ou fragmentos de rocha. O fluxo cataclástico leva à dilatância, que seria o aumento de volume devido à geração de espaços entre grãos ou fragmentos quebrados. Segundo Scholz (2002) a cataclase está ligada ao regime sísmico da crosta continental superior (até ~14 km), ao passo que o regime dúctil seria principalmente asísmico.

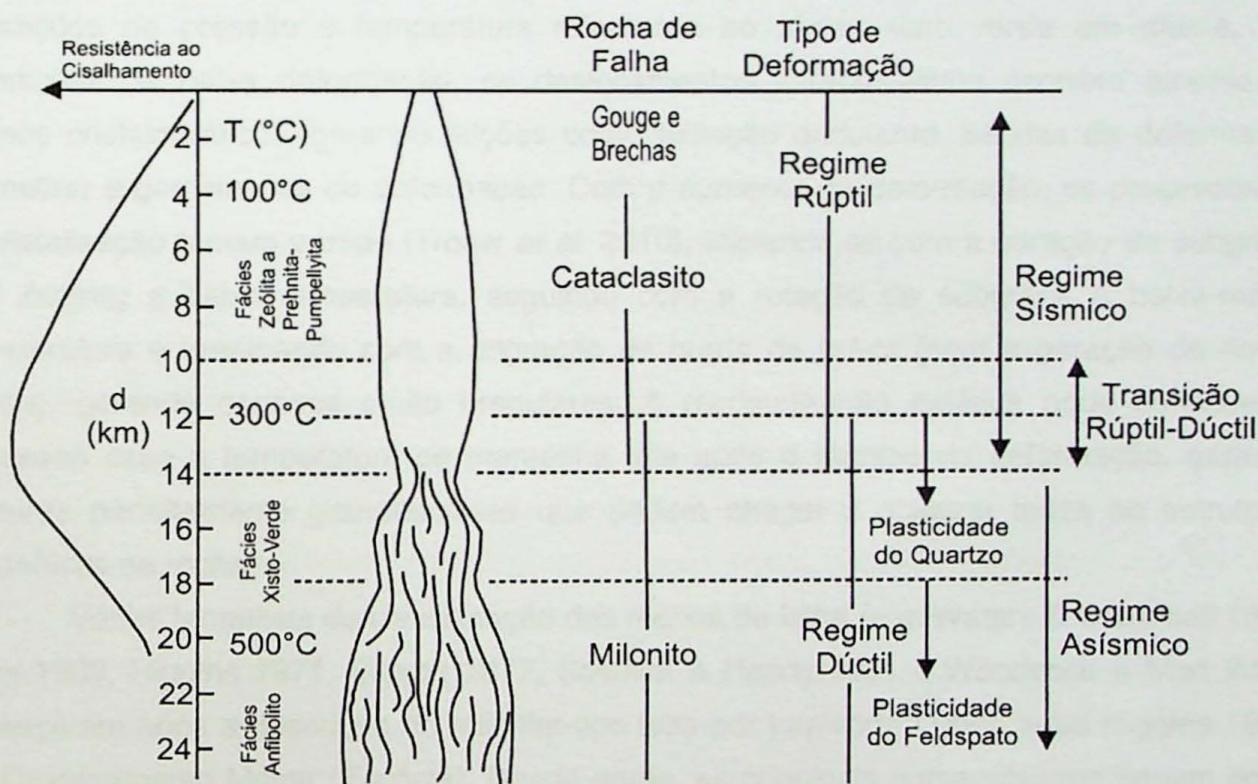


Figura 2 – Modelo para uma falha que secciona a crosta continental (Scholz 2002). O esquema mostra que o regime rúptil puro de deformação se restringe aos fácieis sub-xisto verde e que, com o aumento da profundidade, temos um aumento aproximadamente linear da resistência ao cisalhamento ($\sigma_1 - \sigma_3$) até a zona de transição rúptil-dúctil, quando a resistência começa a diminuir devido ao regime dúctil. Uma importante zona de transição é definida entre 10 e 14 km de profundidade, porém é a partir da plasticidade do quartzo (300 °C) que há de fato a co-atuação dos regimes rúptil e dúctil (12-14km).

O regime sismogênico (*seismogenic regime*) de Sibson (1989) é o principal ambiente para a deformação cataclástica. Segundo o mesmo autor, esse regime se restringe à crosta continental superior estendendo-se até condições de pressão e temperatura referentes ao início do fácie xisto verde (~300°-350°C).

A base do regime sismogênico é de grande importância mecânica uma vez que representa o pico da resistência ao cisalhamento (Figura 2), sendo o principal ambiente de nucleação dos terremotos de maior magnitude (Sibson 1989). Além disso, a base da zona sismogênica, por representar a transição entre o regime rúptil instável e o regime dúctil asismático, envolve uma complexa mistura de tectonitos resultantes tanto do cisalhamento contínuo como descontínuo.

Em contrapartida, os processos cristalo-plásticos durante a milonitização envolvem deslocamentos intracristalinos em estado sólido, sendo muito mais dependentes da temperatura do que a cataclase. Na Figura 2, vemos que a milonitização ocorre em condições de pressão e temperatura referentes ao fácie xisto verde em diante. Em condições de baixa deformação, os deslocamentos intracristalinos ocorrem através de planos cristalográficos, gerando feições como extinção ondulante, bandas de deformação (lamelas) e geminações de deformação. Com o aumento da deformação, os processos de recristalização tomam partido (Trouw *et al.* 2010), iniciando-se com a geração de subgrãos por *bulging* a baixa temperatura, seguindo com a rotação de subgrãos a baixa-média temperatura e terminando com a migração de borda de grãos (sem a geração de novos grãos), gerando contatos muito irregulares. A recristalização estática pode continuar o processo caso a temperatura se mantenha alta após o término da deformação, gerando texturas perfeitamente granoblásticas que podem chegar a obliterar todas as estruturas miloníticas da rocha.

Várias tentativas de classificação das rochas de falha (e.g. Waters & Campbell 1935, Spry 1969, Higgins 1971, Sibson 1977, Schmidt & Handy 1991 e Woodcock & Mort 2008) começaram após a descrição do milonito-tipo feita por Lapworth (1885, apud Higgins 1971) no Cavalgamento Moine (Escócia). Desde então, as principais nomenclaturas tinham como objetivo deixar de lado conotações genéticas de modo a não requerer-se um profundo conhecimento dos processos deformacionais. De fato, classificações não-genéticas apresentam vantagens uma vez que permitem a qualquer um identificar uma rocha de falha, sem a necessidade de passar por contínuas modificações à medida que o conhecimento sobre processos deformacionais evolui. Entretanto, mesmo a mais influente classificação de rochas de falha proposta por Sibson (1977), colocada pelo autor como uma classificação textural e descritiva, apresenta conotações genéticas ao utilizar, por exemplo, a *coesão primária* como um dos principais critérios de classificação e mesmo a distinção entre milonitos e cataclasitos, implicando na distinção entre mecanismos dúcteis e rúpteis.

Snock *et al.* (1998) afirmam que o uso de classificações genéticas não é adequado pelo fato de muitos processos deformacionais serem interpretados erroneamente, como ocorrido com Waters & Campbell (1935) ao classificar todas as rochas de falha como *rochas cataclásticas*, incluindo gouge, brechas, cataclasitos, milonitos e blastomilonitos.

4.2 Classificação das Rochas de Falha: Revisão

A classificação proposta por Sibson (1977) é uma das classificações mais utilizadas na literatura e grande parte das melhorias ou propostas de classificações mais recentes foram feitas a partir dela. A revisão apresentada a seguir tem como objetivo apresentar os termos e critérios utilizados por diferentes autores e serão discutidos no tópico seguinte.

O trabalho de Sibson (1977) apresenta uma classificação textural das rochas de falha, apenas apresentando os termos referentes às rochas e focando mais nos mecanismos de falhamento. Grande parte dos termos e definições foram adquiridos do trabalho de Higgins (1971), o qual apresenta uma boa descrição das rochas de falha, apesar de pecar no tocante aos mecanismos genéticos, principalmente ao agrupar todas as rochas de falha (brechas de falha, protomilonitos, milonitos, blastomilonitos, etc) como *rochas cataclásticas*, como já proposto por Waters & Campbell (1935), implicando que todas se formaram a partir da cataclase.

Como observado na Figura 3, os principais critérios utilizados para a classificação das rochas de falha são *coesão primária* e presença ou não de foliação.

Para Higgins (1971) e Sibson (1977), as rochas de falha ditas incoesas são as **brechas de falha e farinhas de falha**, sendo que as brechas são mais grossas e seus fragmentos visíveis a olho nu compõem mais do que 30% da rocha. Já as farinhas de falha têm um aspecto pulverulento e são mais finas (<30% de fragmentos visíveis a olho nu). Essas rochas se formaram por esmagamento (*crushing*), apresentam fragmentos angulosos a arredondados e não são foliadas. A coesão, se presente, é produto de processos secundários.

As rochas que mantiveram sua *coesão primária* durante o falhamento são diferenciadas de acordo com a natureza e porcentagem da matriz que envolve seus clastos, além do caráter foliado ou não. Três subdivisões são feitas quanto à natureza da matriz: quando sua composição é vítreo; quando a redução tectônica dos grãos é dominante sobre crescimento mineral por recristalização; e quando domina a recristalização.

Os **pseudotaquilitos** são rochas cuja matriz é composta por vidro e, segundo Higgins (1971), lembram taquilitos de natureza intrusiva. Seu caráter vítreo se deve à fusão da rocha devido à atuação intensa de pressão dirigida e atrito no plano de falha, geralmente por atividade sísmica, com produção instantânea de calor.

	Não foliado		Foliado	
Incoeso	Brecha de Falha (fragmentos visíveis > 30%)		?	
	Farinha de Falha (fragmentos visíveis < 30%)		Farinha de Falha Foliada	
Coeso	Natureza da Matriz	Vidro/ Devitrificação	Pseudotaquilito	?
			Brecha Moída (fragmentos > 0,5 cm) Brecha Moída Fina (fragmentos 0,1 - 0,5 cm) Microbrecha Moída (fragmentos < 0,1 cm)	0-10
			Protocataclasito	Protomilonito
			Cataclasito	Milonito
			Ultracataclasito	Ultramylonito
				Filonitos
				90-100
				Porcentagem de Matriz
				Blastomylonito

Figura 3 – Classificação das rochas de falha segundo Sibson (1977) com a adição do termo “farinha de falha foliada” por Scholz (1991). Essa classificação tem como critérios principais a presença ou não de foliação e a preservação de coesão primária. Subdivisões seguem com a natureza e porcentagem da matriz e tamanho dos grãos.

Magloughlin & Spray (1992) sintetizam os pseudotaquilitos como rochas resultantes de cataclase e fusão, sendo que a cominuição mecânica é um precursor essencial à fusão (Spray 1995). Essas rochas apresentam-se como veios intrusivos escuros e afaníticos, podendo conter clastos e/ou grãos das rochas encaixantes, vesículas, amígdalas, esferulitos e vidro.

As rochas cuja matriz é produto de redução tectônica são representadas pela série das brechas moídas, série dos cataclasitos e milonitos (incluindo filonitos). As **brechas moídas** foram reconhecidas como sendo brechas que mantiveram, mesmo que não inteiramente, sua coesão primária, representando os membros com menor porcentagem de matriz (0-10%) tanto da série cataclástica como milonítica, implicando, portanto, que elas podem ser foliadas ou não. A distinção entre os membros dessa série é por meio da granulação, da mais fina para a mais grossa, **microbrechas moídas** (fragmentos < 1mm),

brecha moída fina (fragmentos 1-5mm) e **brecha moída** (fragmentos >5mm). Essa subdivisão, feita por Sibson (1977), utilizou padrões granulométricos apresentados por Spry (1969). Higgins (1971), entretanto, agrupa todas essas rochas como **microbrechas**, descrevendo-as como brechas coesas com fragmentos sem orientação, maiores do que 0.2 mm envoltos por material mais fino.

Segundo Higgins (1971), os **cataclasitos** são "... coesos, afaníticos e com menos de 30% dos fragmentos com até 0,5 mm, sendo rochas que são como os milonitos, porém sem estrutura de fluxo (foliação)". Os **milonitos** são rochas "... com estrutura de fluxo e porfiroclastos maiores do que 0,2 mm. Esses porfiroblastos compõem de 10-50% da rocha. Milonitos apresentam recristalização e formação de novos minerais (neomineralização) até certo limite, mas a textura dominante é cataclástica". Os filonitos são rochas miloníticas ricas em micas e que têm aparência de filito.

Como uma alternativa à classificação de Sibson (1977), Woodcock & Mort (2008) propuseram uma nomenclatura estritamente descritiva. Para tanto, os autores consideraram a granulação como principal critério de classificação, argumentando sobre a dificuldade de se reconhecer a coesão primária em campo e em amostra de mão. A necessidade de se fazer uma classificação mais acessível à geologia de campo também foi demonstrada por Killick (2003), o qual atualizou a classificação de Sibson (1977) com a retirada da série das **brechas moídas**, alegando que tal distinção não é fácil de ser feita em campo, que o termo **protocataclasito** é adequado para descrever essas rochas e que a utilização do termo **brecha** não é adequada na série dos milonitos. Sua classificação é baseada primeiramente na natureza da matriz e na presença ou não de foliação (Figura 4A).

Classificações estritamente genéticas foram propostas por Sibson (1986) e por Schmid & Handy (1991). Sibson, focando no processo de *brechação*, descreveu as *brechas de atrito*, *brechas moídas* e as *brechas de implosão*. Grosso modo, essa nomenclatura é baseada nos regimes sísmico e asísmico, sendo que as duas primeiras formam-se em ambos os regimes e resultam de fragmentação mecânica e microfraturamento (ricas em matriz fina a muito fina), e a última resulta da repentina abertura de espaços e percolação de fluidos, gerando rochas cimentadas e pobres em matriz muito fina. Schmid & Handy (*op. cit.*) propuseram a distinção entre rochas cataclásticas e rochas miloníticas, e sua classificação é estritamente baseada na transição entre o regime rúptil e dúctil. Tal classificação exige a identificação dos minerais e mecanismos deformacionais que acomodaram a maior parte da deformação e que controlaram a reologia da rocha.

a		Não foliado		Foliado						
Natureza da Matriz	Incoeso	Brecha de Falha (fragmentos visíveis > 30%)		?						
		Farinha de Falha (fragmentos visíveis < 30%)		?						
Coeso	Vidro/ Vidro Devitrificado	Pseudotaquilito		?						
		Série dos Cataclasitos	Protocataclasito	Série dos Milonitos	Protomilonito	10-50				
Crescimento de grãos visível			Cataclasito		Milonito	50-90				
			Ultracataclasito		Ultramilonito	90-100				
				Porcentagem de Matriz						
b		75-100% clastos maiores (>2mm)		Não-foliado		Foliado				
		60-75% clastos maiores (>2mm)		Brecha de Falha		Brecha trincada				
		30-60% clastos maiores (>2mm)		Brecha de Falha		Brecha em mosaico				
		>30% clastos maiores >2mm		Brecha caótica						
		Incoeso ¹		Farinha de falha						
		Coeso	Vidro/ Vidro devitrificado	Pseudotaquilito						
			0-50% matriz (<0.1mm)	Protocataclasito		Protomilonito				
			50-90% matriz (<0.1mm)	Cataclasito		Milonito				
			90-100% matriz (<0.1mm)	Ultracataclasito		Ultramilonito				
			Crescimento mineral pronunciado			Blastomilonito ²				

¹ Incoeso em afloramento atual² Alguns blastomilonitos têm >30% de porfiroclastos

Figura 4 – (A) Classificação das rochas de falha proposto por Killick (2003). Os critérios principais são natureza da matriz e o caráter foliado ou não. **(B)** Classificação das rochas de falha proposta por Woodcock & Mort (2008) utilizando o tamanho dos grãos como principal critério. Adição de novos termos para subdivisão das brechas de falha. Ver texto para descrição e discussão.

A classificação de Woodcock & Mort (2008) (Figura 4B) apresenta uma revisão sobre os tamanho dos grãos¹ e divide, primeiramente, as **brechas de falha** como rochas grossas, cujos maiores fragmentos (>2 mm) compõem mais de 30% da rocha. **Farinhas de falha** e as outras rochas de falha são mais finas e os fragmentos maiores do que 2 mm compõem menos do que 30% da rocha. Independente da coesão primária, as brechas de falha podem ser coesas ou incoesas, podendo apresentar clastos maiores (>2 mm) envoltos por qualquer combinação de clastos menores (0.1- 2 mm), matriz muito fina (<0.1 mm) ou cimento secundário. Farinhas de falha são reconhecidas como um material desagregado em afloramento. Os autores afirmam que tal classificação pretende ser não-genética. Entretanto, reconhecem que farinhas de falha e cataclasitos podem ser foliados ou não e que rochas miloníticas, classificadas de acordo com sua proposta, podem ser provadas como sendo cataclasitos foliados em lâminas delgadas.

A subdivisão das brechas de falha é feita pelos mesmos autores utilizando-se dos termos *cracke* (fendas ou trincas), *mosaic* (mosaico) e *chaotic* (caótico), oriundos de

¹ Clastos visíveis a olho nu são considerados aqueles maiores do que 2 mm, e o limite clastos/matriz deve ser 0.1mm.

brechas formadas por colapso gravitacional em túneis ou cavernas. Os termos citados são utilizados dependendo do encaixe entre os clastos. **Brechas trincadas** têm clastos separados por finas suturas e há pouca rotação entre eles. As **brechas em mosaico** apresentam clastos um pouco mais separados e rotacionados entre si, ainda com um encaixe bem definido, enquanto que as **brechas caóticas** apresentam grande rotação e separação e quase nenhum encaixe entre os clastos.

Passchier & Trouw (2005) fazem uma distinção das rochas cataclásticas baseados no seu caráter coeso ou não. As rochas de falha rúpteis incoesas envolvem brechas, cataclasitos incoesos e farinhas de falha, sendo que as brechas apresentam mais de 30% de fragmentos angulares das rochas encaixantes separados por uma matriz fina. Os cataclasitos teriam menos de 30% de fragmentos em uma matriz fina, e as farinhas de falha apresentam apenas alguns fragmentos dispersos na matriz. Dentre as rochas coesas, estão brechas e cataclasitos coesos e os pseudotaquilitos, sendo que a distinção é a mesma utilizada para as rochas incoesas. A natureza coesa dessas rochas seria exclusivamente pela precipitação de minerais como quartzo, calcita, epidoto, clorita ou feldspato potássico.

Segundo a Subcomissão para Sistematização das Rochas Metamórficas da IUSG (Brodie *et al.* 2007), os cataclasitos são rochas “*coesas com uma xistosidade pouco desenvolvida ou ausente, ou incoesas, caracterizadas por porfiroclastos angulares e fragmentos líticos em uma matriz fina de composição similar*”. Já as brechas de falha seriam cataclasitos médios a grossos contendo <30% de fragmentos visíveis.

A classificação das rochas miloníticas não parece apresentar grandes problemas, já que são tidas sempre como coesas e foliadas. Entretanto, Trouw *et al.* (2010) preferem classificar essas rochas como milonitos de baixo, médio ou alto grau ao invés de utilizar os termos proto ou ultramilonito. Para tanto, os autores baseiam-se no tamanho dos grãos, tipo e grau de recristalização. Apesar da classificação de Sibson (1977) para as rochas miloníticas ser eficiente, os suffixos *proto* e *ultra* adquiriram conotações genéticas, implicando que um ultramilonito é sempre uma rocha de alto grau. Entretanto, se considerarmos um quartzito, ele irá se transformar em um ultramilonito em condições deformacionais muito mais baixas do que um granito porfirítico.

4.3 Considerações Sobre a Classificação das Rochas de Falha

É clara a atual dificuldade em se estabelecer uma classificação para as rochas de falha, principalmente no tocante às conotações genéticas ou descritivas para a série dos cataclasitos. A classificação de Sibson (1977) é ainda muito utilizada, porém alguns autores (e.g. Schmidt & Handy 1991, Sneeke *et al.* 1998, Killick 2003, Woodcock & Mort 2008) fazem grandes críticas, principalmente no tocante aos materiais cataclásticos.

Os principais critérios utilizados por grande parte dos autores para classificação são o (i) caráter foliado ou não, (ii) a diminuição do tamanho dos grãos, (iii) mecanismos deformacionais e (iv) presença ou não de coesão primária. Todos, entretanto, apresentam algum problema. Separar rochas cataclásticas de rochas miloníticas de acordo com a presença ou não de foliação não é mais adequado, uma vez que existem cataclasitos e *gouges de falha* foliados (Chester *et al.* 1985, Scholz 1991, Lin 1999). Dessa forma, esse critério passa a ter um caráter genético, uma vez que se torna necessário entender qual mecanismo deformacional desenvolveu a foliação. À época da classificação de Higgins (1971), pensava-se que a diminuição do tamanho dos grãos era somente possível por cataclase, restringindo-se o termo *recristalização* para o crescimento de novos grãos. Entretanto, a diminuição do tamanho dos grãos ocorre tanto durante a cataclase (cominuição mecânica) como durante a milonitização, com recristalização sin-tectônica durante a deformação cristalo-plástica, havendo a necessidade de observação microtectônica para distinção entre cataclase e recristalização dinâmica.

O critério de *coesão primária* também é muito controverso e, apesar de quase sempre utilizado, é pouco (ou quase nunca) discutido, com exceção do trabalho de Schmid & Handy (1991). A definição de Higgins (1971) para brechas e *gouges de falha* diz que a coesão, se presente, é devido a processos secundários. Disso, é possível concluir que as brechas e *gouges de falha* são materiais inconsolidados e que, portanto, sua coesão seria exclusivamente produto de cimentação secundária, enquanto que as outras rochas de falha se mantêm coesas devido à preservação de sua coesão primária. Mesmo que não explicitada em nenhum dos trabalhos supracitados, entende-se por *coesão primária* o comportamento da rocha como um corpo contínuo durante a deformação. Schmid & Handy (1991) sugerem a *cataclase incoesa* como mecanismo gerador das rochas incoesas, alegando que a coesão, durante a deformação, é perdida em uma grande porção dos grãos constituintes, fazendo com que a rocha como um todo perca sua coesão primária. Durante a *cataclase coesa*, a coesão é perdida somente em uma pequena população de grãos, garantido coesão à rocha como um todo. Entretanto, essas pequenas populações variam à medida que novas populações cedem à deformação progressiva, podendo a rocha ser afetada pela *cataclase incoesa*. Esse comportamento depende do esforço normal efetivo atuante além da mineralogia da rocha e da circulação de fluidos sin-tectônicos.

Se os cataclasitos incoesos podem adquirir coesão secundária (Higgins 1971), surge a necessidade da distinção entre um material muito fino (matriz) e um cimento secundário. Tal distinção, entretanto, é quase impossível em amostra de mão, em escala de afloramento ou até em microscópio óptico. A matriz é composta por um material muito fino que resulta da fragmentação (cataclase) e que sustenta clastos maiores, e o cimento é um material cristalizado *in situ* que resulta da percolação de fluidos pós- ou sin-tectônicos que ocupam

espaços ou entre clastos ou em uma matriz mais fina, ou ainda que substituem clastos ou matriz. Assim, a utilização da coesão como critério de classificação depende predominantemente das condições genéticas dessas rochas.

A partir da revisão das diferentes classificações e da breve discussão sobre os principais critérios utilizados para tal sistematização é possível concluir que ainda não se chegou a um consenso sobre a classificação das rochas pertencentes à série dos cataclásitos. Em contrapartida, os mecanismos deformacionais referentes à série milonítica estão bem descritos e embasados, não havendo problemas sérios em sua classificação. As classificações genéticas necessitam de constantes atualizações à medida que o conhecimento sobre processos deformacionais evolui, e as classificações descritivas, com exceção daquela proposta por Woodcock & Mort (2008) que utiliza a granulação como principal critério de classificação, raramente conseguem fugir totalmente das conotações genéticas. Um exemplo disso é a atual utilização da coesão como critério principal (e.g. Killick 2003; Passchier & Trouw 2005; Brodie, Fettes & Herte 2007).

A classificação das rochas de falha é um assunto que deve ainda manter-se controverso devido aos diversos objetivos dos pesquisadores. Para um geólogo de campo é mais fácil, talvez, utilizar a classificação de Woodcock & Mort (2008), já que a granulação é de fácil acesso, enquanto que caracterizações microtectônicas podem utilizar a classificação de Sibson (1977, 1986) ou de Schmid & Handy (1991) caso tenha-se certeza do mecanismo que deu coesão à rocha em estudo.

4.4 Contexto Geológico da Área de Estudo

A Zona de Cisalhamento Camburu, em âmbito regional, está inclusa na porção central da Faixa Ribeira, a qual envolve o SE do Estado de São Paulo. Tassinari & Campos Neto (1988), baseados em dados geocronológicos, compartimentaram essa porção em três unidades principais: o Domínio São Roque, o Domínio Embu e o Domínio Costeiro, todos separados por importantes zonas de cisalhamento destrais com direção NE-SW.

O Domínio Costeiro é limitado a norte pela Falha de Cubatão e se estende até a linha de costa, abrangendo a ZCC e o complexo alcalino da Ilhabela (Figura 5).

Basicamente, esse domínio é composto por rochas ígneas e terrenos metamórficos. As rochas graníticas são representadas por maciços pouco foliados (pós- a tardicinemáticos) e maciços fortemente foliados (pré- a sincinemáticos), sendo que os primeiros são rochas charnoquíticas e (hornblenda)-biotita granitos porfiríticos rosados, enquanto que os outros são muscovita-biotita granitos, (hornblenda)-biotita granitos porfiríticos e granitos leucocráticos com granada (Morais 1999).

Destacam-se ainda os metagabros, dioritos, enderbitos e anfibolitos do Complexo Bairro do Marisco (Silva *et al.* 1977). Já as rochas metamórficas, segundo Morais (1999), estão agrupadas no chamado Complexo Costeiro, cujos terrenos fortemente deformados e paralelizados apresentam cinco conjuntos litológicos principais: migmatitos com estruturas diversas; granito-gnaisses porfioclásticos e/ou biotita/hornblenda migmatito; biotita gnaisses gradando para migmatitos estromáticos; quartzitos e gnaisses peraluminosos; gnaisses peraluminosos passando para migmatito, com *boudins* de calciosilicáticas, quartzitos e anfibolitos.

Segundo Chiodi *et al.* (1983, *apud*. Dias Neto 2001), o Complexo Costeiro é constituído por três conjuntos distintos de rochas gnáissico-migmatíticas, rochas paraderivadas e rochas granulíticas. O primeiro apresenta paleossoma de hornblenda-biotita gnaisse e neossomas de composição granodiorítica. Os metassedimentos são constituídos por rochas siltico-argilosas com quartzitos arcossianos a calcossilicático subordinados. O conjunto paraderivado sofreu intenso processo de migmatização durante o metamorfismo de médio a alto grau no final do Neoproterozóico. Grandes núcleos de rochas maficas-ultramáficas aparecem “boudinados” no interior desses paragnaisses.

Chiodi *et al.* (1983) afirmam que charnoquitos e noritos em fácies granulito representam as rochas granulíticas que ocorrem associados aos gnaisses oftalmíticos e aos corpos graníticos presentes na área. Esses granitóides fazem parte de granitogênese pós-tectônica que intrudiu o Complexo Costeiro, sendo que as instalações mais recentes giram em torno de 550 Ma (Tassinari 1988).

É importante ressaltar que, durante o Mesozóico, o Complexo Costeiro foi afetado por expressivo vulcanismo inicialmente básico, e depois alcalino. O primeiro é relacionado ao processo de fragmentação continental e de abertura do Oceano Atlântico, e o segundo, como defendido por autores como Zalán & Oliveira (2005), é associado a plumas mantélicas. Idades K-Ar para esses complexos alcalinos variam entre 95 – 45 Ma (Ulbrich & Gomes 1981, *apud*. Dias Neto 2001). Diques de diabásio foram datados em 140-110 Ma por Minioli (1971, *apud*. Dias Neto 2001). Coutinho *et al.* (1991) descreve diques de rochas básicas, ultrabásicas e intermediárias de caráter toleítico e alcalino. As rochas toleíticas configuram diques de diabásio e microdioritos pórfiros com espessuras de até 50 m e orientação NE. Os diabásios apresentam granulação fina a média, textura subofítica sua mineralogia é augita titanífera, labradorita, magnetita e algum hiperstênio. Os microdioritos pórfiros apresentam textura porfirítica, com fenocristais subcentimétricos de plagioclásio (oligoclásio-andesina) e microfenocristais de augita e hiperstênio em matriz granular fina quartzo-feldspática. Esses diques estão preferencialmente encaixados na foliação milonítica, que ocorre de forma pervasiva nas imediações da ZCC. Ainda segundo o mesmo autor, os diques alcalinos apresentam rochas escuras afaníticas, porfiríticas com fenocristais

subcentimétricos de augita e olivina ou com estruturas amigdaloidais. Os três tipos podem ocorrer combinados ou com variações longitudinais ou laterais em um mesmo dique.

Como pode ser observado da Figura 5, a Zona de Cisalhamento Camburu ocorre ao longo do limite entre dois conjuntos de rocha, o Granito Pico do Papagaio a NW e o Gnaissé Granítico Porfiroblástico (Augen Gnaissé Juqueí) a SE. A sul a Falha do Camburu estão ainda os gnaisses kinzigíticos e o Complexo Metagabróico Bairro do Marisco.

O Granito Pico do Papagaio é um monzogranito composto por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e hornblenda (Maffra 2000) com foliação bem desenvolvida, chegando a ser milonítica nas proximidades da Falha Camburu. Texturas inequigranulares são típicas nas partes mais internas do plátano, onde aparecem fenocristais idiomórficos de feldspato potássico. Localmente apresentam enclaves decimétricos de hornblenda gnaissé, e, segundo Tassinari (1988), esses granitos têm idades de 543 ± 16 Ma. Esse plátano pode ser interpretado como sin- a tardí colisional.

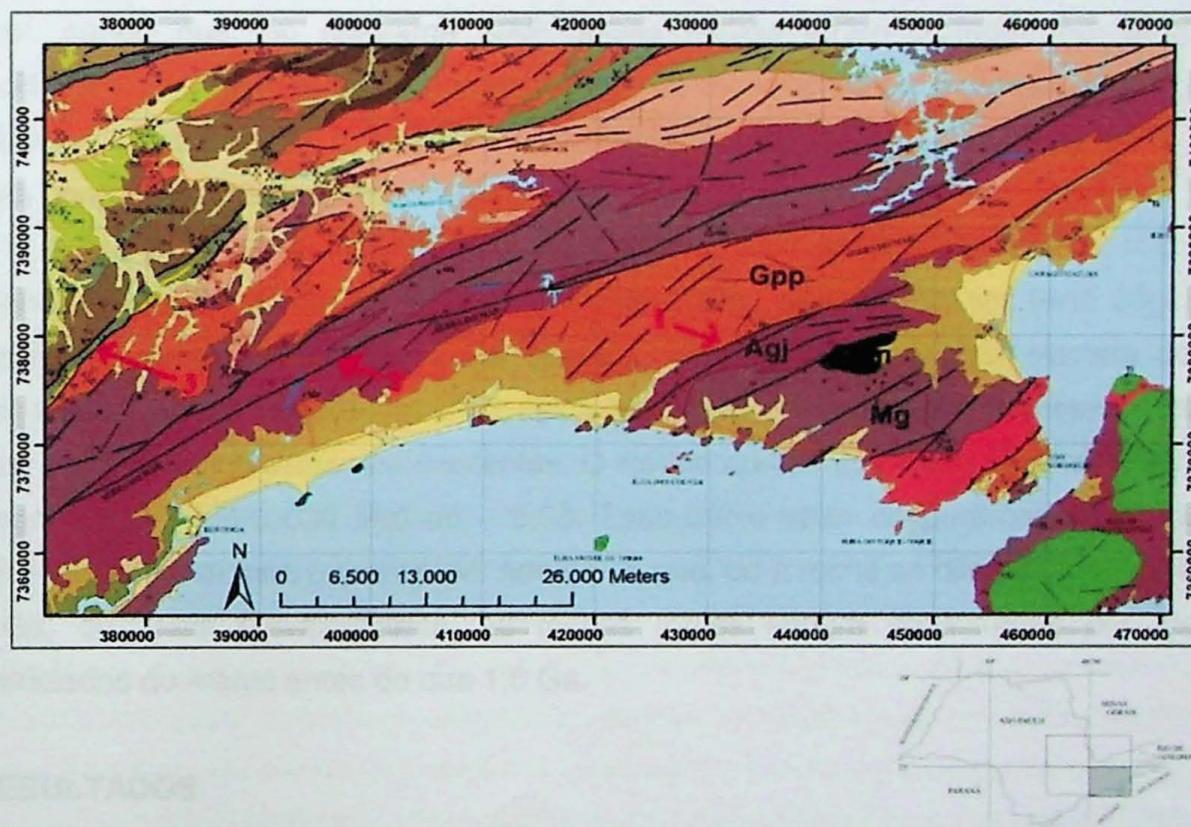


Figura 5 – Mapa geológico regional do entorno da área a ser estudada. A Zona de Cisalhamento Camburu (1) separa, a norte, o Granito Pico do Papagaio (Gpp) e, a sul, o Augen Gnaissé Juqueí (Agj), migmatitos com estruturas nebulíticas (Mg) e o Complexo Bairro do Marisco (Cbm). O Domínio Costeiro vai desde a Falha de Cubatão até a linha de costa, abrangendo a Ilha de São Sebastião. (1) Zona de Cisalhamento Camburu, (2) Zona de Cisalhamento Freires-São Lourenço e (3) Zona de Cisalhamento Cubatão. Extraído de Morais (1999).

O Augen Gnaisse Juqueí (Maffra 2000) é um álcali-feldspato granito com cerca de 30% de quartzo, 20% de microclínio, 20% de plagioclásio e 20% de biotita. Trata-se de uma rocha blastomilonítica com grânulos de quartzo estirados e recristalizados. Os porfiroblastos, geralmente microclínio, ocorrem em grande quantidade ao longo da foliação.

Segundo Dias Neto (2001), os porfiroblastos do augen gnaisse são contornados por uma foliação penetrativa rica em biotita, onde se orientam fitas de quartzo fortemente recristalizados. São rochas pré- a sin-cinemáticas cuja foliação se posiciona N70°E/55°SE.

Os minerais dessa rocha se encontram muito achatados, favorecendo a observação, em faces ortogonais na rocha, da mesma taxa de deformação.

Tanto a recristalização da rocha, quanto a predominância de achatamento em relação ao cisalhamento, na região central da estrutura (ZCC), reforçam a presença do regime transpressivo sugerido para a evolução regional.

O mesmo autor apresentou dados geoquímicos em relação ao augen gnaisse Juqueí, sendo que, no diagrama QAP, essas rochas foram plotadas no campo dos granodioritos, com alguns pontos no limite com os monzogranitos. Apresentam um caráter fracamente peraluminoso e, segundo o diagrama de Batchelor e Bowden (1985), essas rochas parecem apresentar materiais sin-colisionais.

O Augen Gnaisse Juqueí foi datado pelo método isocrônico Rb-Sr, em rocha total, indicando idade de 633 ± 59 Ma e razão ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) inicial de 0,7092 (Dias Neto 2001). Essa idade foi interpretada como sendo de formação dessa rocha e o valor elevado da razão inicial sugere que o magma parental desta rocha foi produzido por processos de fusão parcial de materiais crustais pré-existentes. O litotipo apresentou idade Sm/Nd (T_{DM}) de 1,6 Ga com um ϵ_{Nd} (para 630 Ma) de -5,98. Esse baixo valor do parâmetro petrogenético sugere fonte crustal para o granítóide. Admite-se que, ou a rocha se diferenciou do manto há 1,6 Ga, ou, mais provavelmente, as rochas fontes seriam constituídas por materiais diferenciados do manto antes do que 1,6 Ga.

5. RESULTADOS

5.1 Geologia Local

O acesso à área de estudo é feito por meio da Estrada da Petrobrás, a qual segue paralelamente ao Rio Camburu até alcançar o domínio da ZCC, quando o rio se alinha à falha e corre para leste, enquanto que a estrada continua para sul (Figura 6). Na porção norte da falha foram observados biotita (\pm hornblenda) granitos que foram associadas ao Granito Pico do Papagaio. Antes de atingir as proximidades da ZCC, esse granito não está deformado.

À medida que se aproxima da falha, o granito torna-se foliado, sendo que essa estrutura tem um aumento de ângulo de mergulho em direção à falha, quando essa foliação torna-se claramente milonítica. Essa foliação tem atitude (clar) média de $170^{\circ}/53^{\circ}-78^{\circ}$. O grau de alteração dessas rochas é bem elevado.

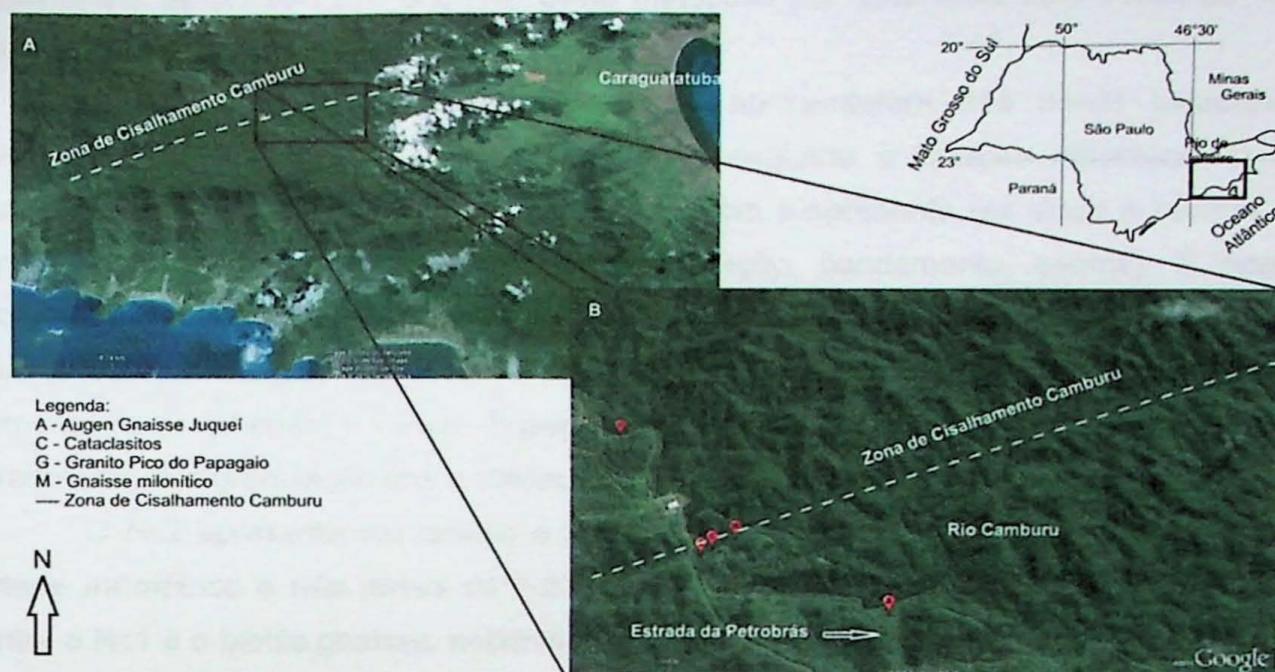


Figura 6 – (A) Imagem de satélite da península de São Sebastião indicando a ZCC (tracejado branco); (B) Detalhe da área de estudo com localização das amostras estudadas. Observar que os pontos C e M estão exatamente alinhados com a ZCC.

Os principais afloramentos estudados nesse trabalho estão dentro do Rio Camburu (indicados com C e M na Figura 6B), em um trecho que o rio se alinha à falha. De modo geral, foram observadas rochas gnáissicas de composição granítica (e.g. biotita gnaisses miloníticos), níveis centimétricos de rochas cataclásticas (Prancha I.A) e rochas intrusivas (Prancha I.B) que ocorrem como dique com cerca de 100 m de espessura. Todas as rochas estão relativamente alteradas, mantendo-se preservados e ressaltados níveis de rochas mais competentes, geralmente intrusivas e níveis cataclásticos, estes diferenciando-se dos gnaisses pela ausência de foliação. Os pontos de coleta de amostras estão localizados na Figura 6. É importante ressaltar que a maior parte dos afloramentos são subaquáticos, o que dificultou bastante a identificação e a coleta de amostras. Além disso, observou-se que as rochas cataclásticas não ocorrem de maneira contínua ao longo da falha como as rochas miloníticas, e por isso há poucos pontos amostrados. Entretanto, mais de uma amostra foi coletada por ponto.

Os gnaisses miloníticos tem foliação de alto ângulo ($160^{\circ}/70^{\circ}$ - clar) e apresentam porfiroclastos rotacionados indicando movimentação destral. São ainda observados veios de quartzo (espessura variando de 5 cm a 40 cm) subparalelos à foliação milonítica e boudinados, alguns indicando cinemática sinistral. Veios de quartzo ortogonais à foliação milonítica não estão deformados, sendo então pós-cinemáticos. As rochas intrusivas com fenocristais de plagioclásio ocorrem como mafacões por uma faixa com cerca de 100m, provavelmente configurando um dique.

As amostras de cataclasitos coletadas apresentaram três níveis cataclásticos distintos (Prancha I.C e I.D), todos ocorrendo segundo a foliação milonítica. O nível cataclástico (Nc1) tem espessura de cerca de 6 cm e apresenta cor cinza e rosada, sem apresentar qualquer tipo de estrutura (e.g. foliação, bandamento, estrias). É possível observar uma matriz muito fina cujos componentes não são identificáveis a olho nu ou com auxílio de lupa. Nela estão contidos porfiroclastos rosados com terminações angulosas e dimensões que chegam a 1,2 cm. Esses porfiroclastos são quartzo-feldspáticos com textura granoblástica e granulação fina a média.

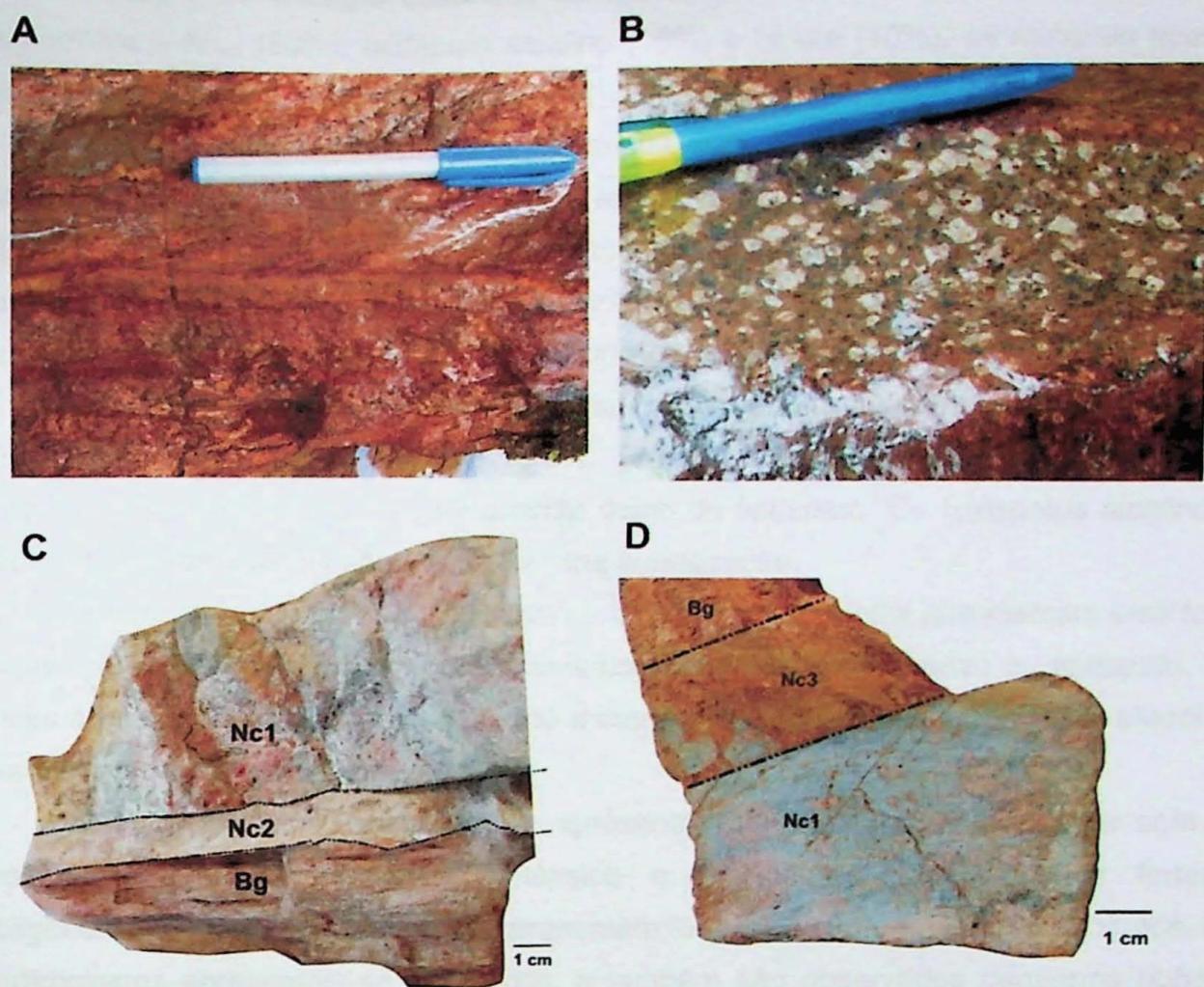
O Nc2 apresenta cor branca e tem caráter porcelânico. A espessura do Nc2 varia desde milimétrico e não passa de 1-2 cm. Os níveis mais espessos ocorrem no contato entre o Nc1 e o biotita gnaisse, podendo ocorrer também bem fino no contato entre o biotita gnaisse e o Nc3.

Por fim, o Nc3 tem cor castanha (provavelmente devido à oxidação) e espessuras com cerca de 4-5 cm. Diferentemente dos outros níveis cataclásticos, o Nc3 apresenta dominância de fragmentos policristalinos centimétricos que parecem apresentar certo encaixe entre si. Esses fragmentos podem ser rosados como aqueles presentes no Nc1 ou fragmentos extremamente angulosos do Nc1, podendo indicar, no mínimo, dois eventos cataclásticos distintos.

5.2 Caracterização Petrográfica

Biotita-gnaisse (protólito)

As rochas gnáissicas estão sempre associadas aos níveis cataclásticos e são as únicas a apresentar estrutura foliada. Em lâmina delgada, tais rochas apresentam uma textura lepido-granoblástica com porfiroclastos policristalinos. A granulação da matriz da rocha é fina a média com porfiroclastos apresentando cerca de 0,5 – 1,1 cm.



Prancha I – (A) Modo de ocorrência dos níveis cataclásticos em afloramento. Identificação é possível devido ao caráter ressaltado de um nível centimétrico sem qualquer tipo de estrutura e que é concordante com a foliação milonítica do biotita gnaisse; (B) Rocha intrusiva com minerais máficos, fenocristais euhédricos de plagioclásio e matriz afanítica; (C) Amostra CB – 9B com a relação entre o biotita gnaisse (Bg) e os níveis cataclásticos 1 e 2. Observar a clara foliação – horizontal, na foto – do gnaisse e a ausência da mesma nos dois níveis superiores. O Nc2 tem cor branca e caráter porcelânico, enquanto que o Nc1 tem cor cinza e porfiroclastos angulosos rosados; (D) Amostra CB-9A2 com o biotita gnaisse foliado no topo e os níveis cataclásticos 3 e 1 respectivamente. Observar a falta de foliação dos Nc1 e 3 e a presença de fragmentos angulosos cinza do Nc1 dento do Nc3. Este apresenta matriz castanha e bem alterada, sendo mais friável do que as matrizes 1 e 2.

Dentre a mineralogia essencial da rocha estão quartzo (40%), microclínio (15%), plagioclásio – An₄₀ (20%), feldspato alcalino (15%) e biotita (10%); os minerais acessórios são sericita (1-2%), apatita (<1%) e titanita (<1%).

A textura é granoblástica inequigranular com contatos entre grãos interlobados a poligonizados. Os grãos de quartzo não apresentam extinção ondulante e é observada migração de borda por *bulging* com a formação de subgrãos, sendo que os grãos chegam a desenvolver contatos poligonizados. Os feldspatos nem sempre apresentam geminação. Quando possível, determinou-se pelo método de Michel-Lévy o teor de anortita de alguns plagioclásios (caracterizados como andesina), e com a falta de geminações, a distinção foi feita pelo relevo (plagioclásio > quartzo). Também apresentam contatos interlobados a poligonizados tanto com grãos de quartzo como de feldspato. Os feldspatos alcalinos não geminados foram identificados devido à forte sericitização.

A textura lepidoblástica é representada por grãos de biotita que marcam uma foliação e que, geralmente, encontram-se nos contatos entre grãos de quartzo ou feldspato. Essas micas apresentam pleocroísmo castanho a marrom e alguns grãos apresentam pleocroísmo castanho a verde.

Os porfiroclastos, policristalinos, apresentam uma textura inequigranular com grãos grossos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com contatos fortemente poligonizados. Os grãos de quartzo apresentam forte extinção ondulante e subgrãos. Esses porfiroclastos apresentam-se alongados, e também são observados pequenos *ribbons* de quartzo. Apesar de não observados em lâmina delgada, podem ser observados em campo porfiroclastos assimétricos que indicam deformação rotacional. Entretanto, em escala microscópica, as feições miloníticas podem ter sido já obliteradas devido à recristalização estática.

Nível cataclástico 1 (Nc1)

Observa-se uma pronunciada textura cataclástica caracterizada pela disposição aleatória de grãos e/ou fragmentos policristalinos em uma matriz muito fina. A mineralogia essencial da rocha apresenta fragmentos maiores de quartzo (50%), microclínio (5%), plagioclásio (10%) e filossilicatos muitos finos que compõem a matriz (35%). Dentre os minerais acessórios, estão sericita (1-2%), opacos (<1%), zircão (<1%) e biotita (1%).

Uma das feições mais marcantes é a variação granulométrica, sendo que os grãos variam de 0,1mm a 1,0mm e os fragmentos policristalinos de 0,1mm a 3,8mm. Os grãos de quartzo e feldspato apresentam terminações fortemente angulosas a subarredondadas, sem extinção ondulante e sem microfraturamentos internos.

Quando presentes, as geminações dos feldspatos não estão deformadas. Devido ao fraturamento desses grãos e à falta de geminações, não foi possível determinar o teor de anortita dos plagioclásios. Como resultado da sericitização de feldspatos alcalinos, é comum observar pequenos grãos aciculares (às vezes ocorrendo como agregados fibrosos radiais) de sericita que apresentam extinção reta e cores de interferência azul, amarela e vermelha de segunda ordem (segundo a Carta de Interferência de Michel-Lévy). Não foram observados grãos de epidoto e/ou (clino) zoisita que sugeram saussuritização. Grãos minerais opacos são finos, com hábitos granulares e com pouco a nenhum fraturamento. Pequenos grãos de zircão mantêm seu hábito prismático, porém mostram-se bem fraturados. Os poucos grãos de biotita estão preservados em fragmentos policristalinos.

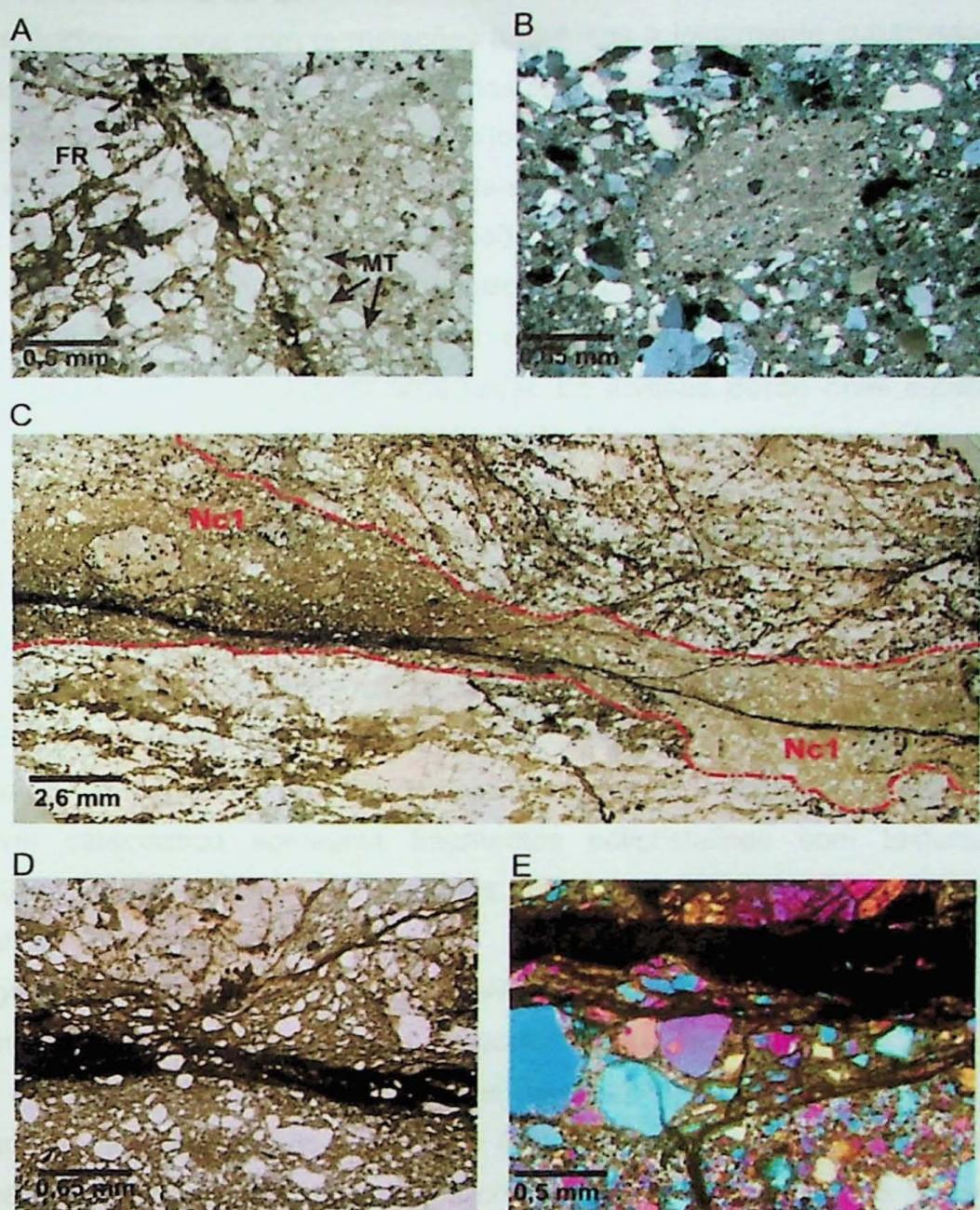
A matriz é composta predominantemente por filossilicatos muito finos (<0,1mm) que apresentam cores de interferência média (cinza a amarelo de primeira ordem) e que ocorrem de forma aleatória, sem definir qualquer tipo de estrutura (Prancha II.A e II.B). Além disso, a matriz também contém minúsculos fragmentos angulares a subarredondados (~0,025mm) de cores de interferência baixa (cinza de primeira ordem) envoltos por filossilicatos. A cor da matriz é castanha clara.

Os fragmentos policristalinos (quartzo + feldspatos + biotita ± titanita) também apresentam terminações angulosas a subarredondadas e preservam feições de deformação plástica, como forte extinção ondulante e contato entre grãos variando de interlobados a amebóides em textura granoblástica inequigranular.

Dentre as principais microestruturas observadas estão microfalhas (Prancha II.C), as quais contêm fragmentos menores dentro dela distribuídos de forma aleatória e preenchidos por material isotrópico (Prancha II.D). Quando perto de fragmentos maiores, a microestrutura parece forçar o desenvolvimento de uma foliação, sem haver qualquer tipo de deformação plástica (Prancha II.D). Associadas a essa microfalsa, e desenvolvendo-se de forma oblíqua, existem ainda microfraturas que se estendem até o protólito. São fraturas que cortam grãos, fragmentos e matriz, sendo classificadas (Blenkinsop 2000) como transgranulares críticas (Prancha II.E).

Nível cataclástico 2 (Nc2)

Conforme observado em escala mesoscópica, o Nc2 apresenta uma forte variação de espessura, ora com cerca de 2 mm (amostra CB-9^a1) ora com 1 cm (amostra CB-9B2). Em lâmina delgada, observa-se uma textura cataclástica matriz-suportada com grãos de quartzo e feldspato dispostos de forma aleatória em uma matriz muito fina sem qualquer tipo de estrutura. A mineralogia é muito semelhante ao Nc1, com um aumento da porcentagem de matriz para 45% - 55% e uma diminuição para 45% de quartzo.



Prancha II – (A) Lâmina delgada do Nc1. Observa-se matriz (MT) branca a acastanhada e fragmentos de quartzo e feldspato (brancos) com tamanhos variados e terminações angulosas a subarredondadas. Do lado esquerdo da lâmina, observa-se uma fragmentos policristalino (FR) com quartzo, feldspatos (recristalização dinâmica), biotita e titanita. Observar fratura inclinada na parte central da foto que corta grãos de quartzo e o FR. (B) Concentração de matriz muito fina do Nc1. Observar no topo da foto, fragmento policristalino com recristalização dinâmica. (C) Microfalha na parte central do Nc1. Observar microfraturas espalhando-se de forma oblíqua à microfalha. Acima e abaixo do Nc1, está o protólito (biotita gnaisse). (D) Camada escura no centro da foto é detalhe da microfalha. Observa-se foliação cataclástica formada ao redor de fragmento policristalino mais resistente. (E) Detalhe para fratura aproximadamente N-S que quebra grão de quartzo o qual mantém a sua continuidade óptica.

O Nc2 é mais fino do que o Nc1 e apresenta grãos e/ou fragmentos que variam de 0,025mm a 0,25mm, todos com terminações angulosas a localmente subarredondados. Há uma porcentagem relativa menor de fragmentos policristalinos.

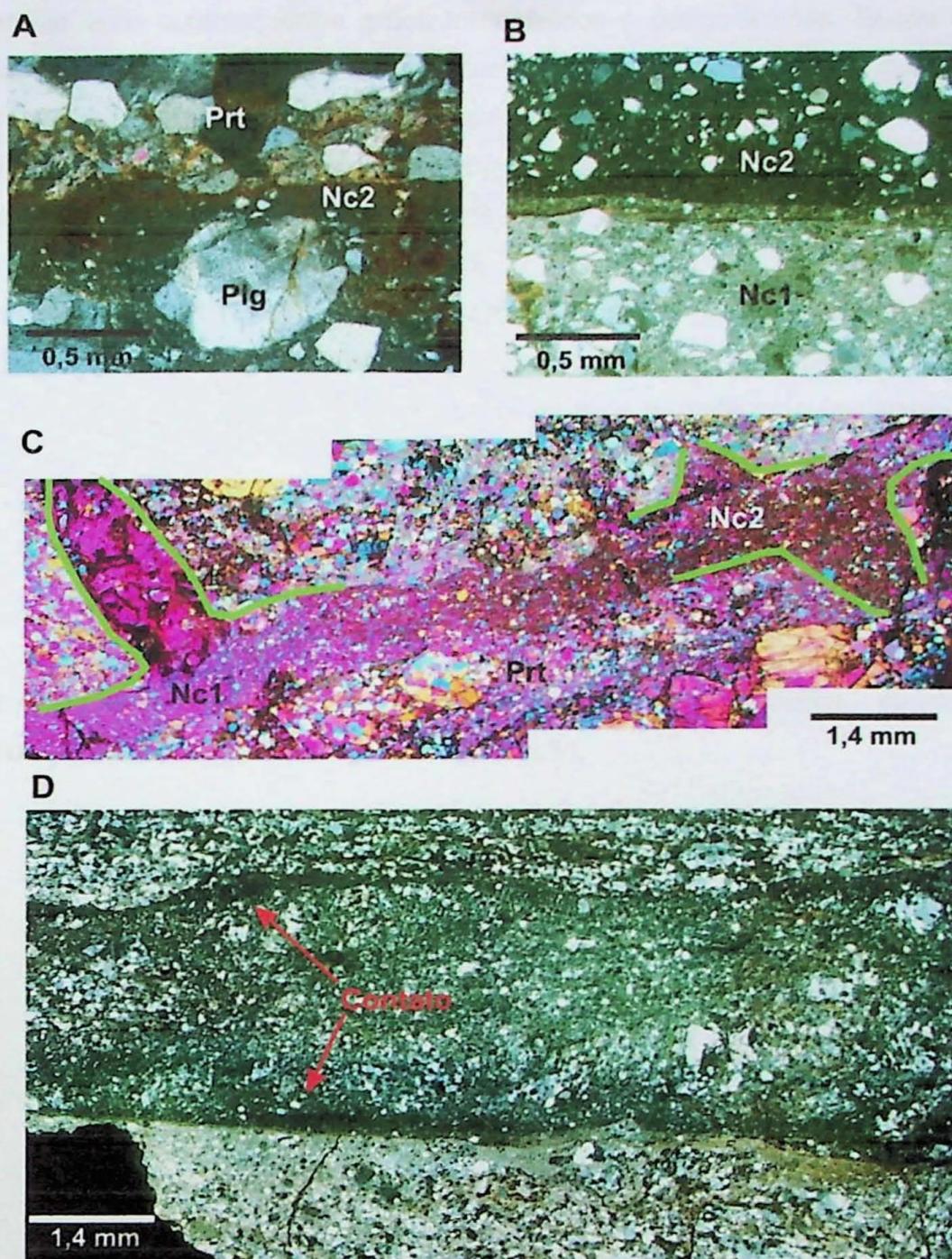
A matriz apresenta um material muito fino de cor castanha bem forte. Com os polarizadores cruzados, o material apresenta-se isotrópico (Prancha III.A e III.B). Não foi possível a identificação do material que compõe essa matriz a partir de microscopia óptica. O Nc2 apresenta contato brusco com o protólito (Prancha III.A) e com o Nc1 (Prancha III.B). Em algumas porções, principalmente nos níveis mais finos, são observados ramos triangulares os quais podem sugerir uma feição de invasão desse nível cataclástico nas rochas que estão em contato direto (Prancha III.C). Além dos contatos bruscos por meio de microfraturas e dos ramos triangulares, há também uma relação lateral entre o Nc2 e o Nc1, a qual ocorre de forma gradual até que o material castanho claro a branco passe a ser castanho escuro e fique isotrópico (Prancha III.C).

Os níveis mais espessos desse nível cataclástico apresentam-se bem mais finos nos contatos com o protólito. Há um evidente aumento de granulação dos grãos e fragmentos policristalinos em direção ao centro da faixa cataclástica, com uma nova diminuição de granulação em direção ao outro limite do nível cataclástico (Prancha III.D). A porção central desse nível cataclástico apresenta fragmentos policristalinos com texturas internas granoblásticas inequigranulares com contatos entre grãos interlobados e grãos de quartzo apresentando forte extinção ondulante.

Alguns fragmentos apresentam fraturas preenchidas por mineral micáceo fino a médio com cores de interferência altas (segunda a terceira ordem) e extinção reta. Fica claro que esses fragmentos são provenientes do protólito. Os grãos (quartzo e feldspato) apresentam tal variação granulométrica que fica difícil distingui-los da matriz, ainda mais quando esta fica isotropa a polarizadores cruzados, principalmente nos limites do nível cataclástico (Prancha III.A e III.B). De modo geral, os grãos não apresentam extinção ondulante e os feldspatos raramente mostram geminações, além de não serem observados fraturamentos intragranulares.

Nível cataclástico 3 (Nc3)

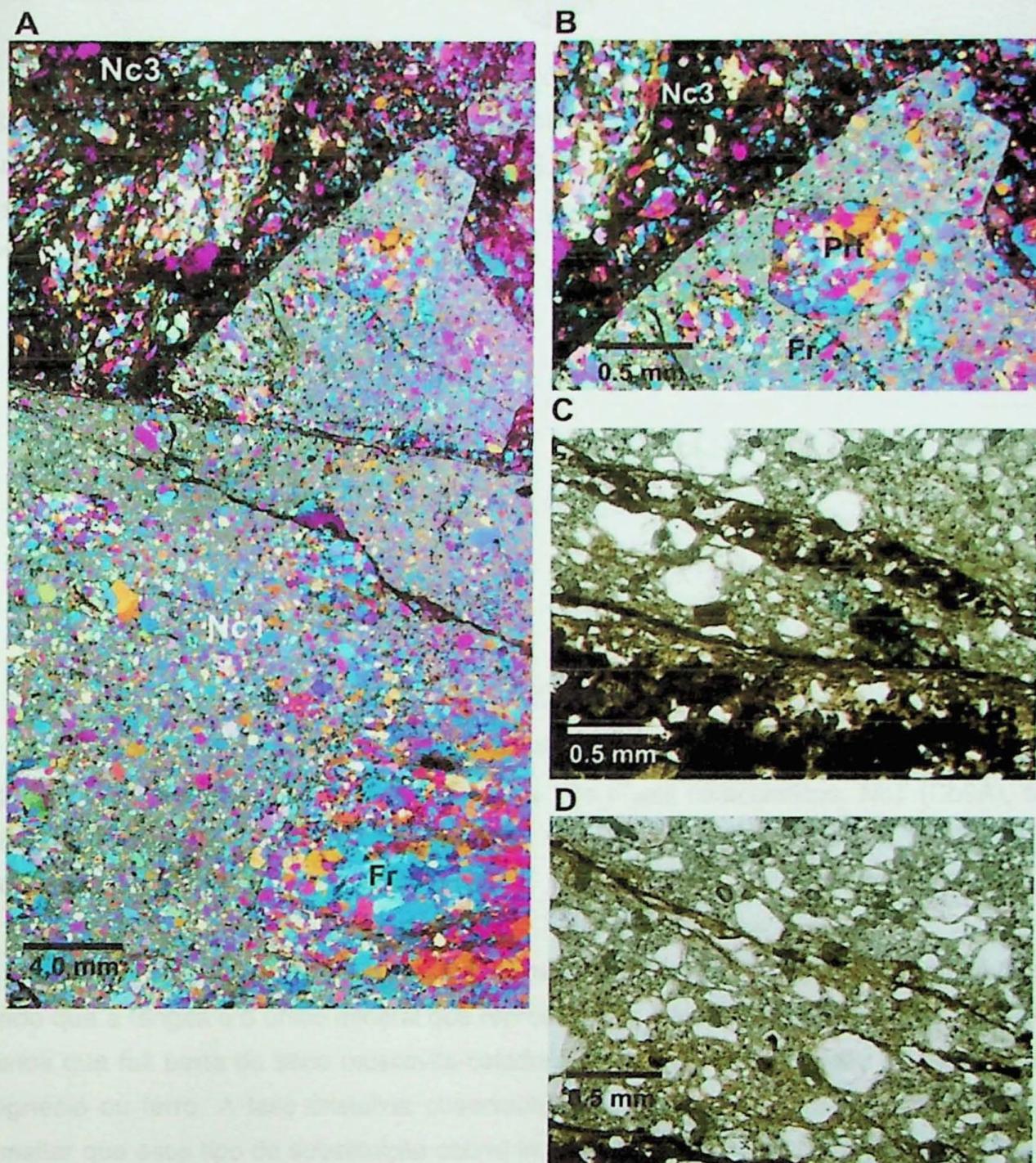
O material que compõe a matriz desse nível cataclástico apresenta cor castanha avermelhada e é opaco, dificultando ainda mais sua distinção em lâmina delgada (Prancha IV.A). De modo geral, essa matriz contém grãos angulosos a subarredondados de quartzo e feldspato, variando de 0,2 a 0,6mm (Prancha IV.B). Dominam, entretanto, os fragmentos policristalinos, os quais apresentam grande variação de granulação e de composição.



Prancha III – (A) Detalhe do Nc2 na parte central da foto. Observa-se material de caráter isotrópico e cristais de menores de quartzo e feldspato contidos nesse material. Acima e abaixo do Nc2, está o protólito (Prt). Detalhe também para o porfiroclasto de plagiocásio (plg) aparentemente rotacionado e indicando movimentação sinistral. (B) Contato abrupto entre o Nc2 e o Nc1. Observa-se que os grãos do Nc2 são menores perto do contato com o Nc1. (C) Composição de microfotografias mostrando as terminações em ramos triangulares do Nc2 indicado com linhas verdes. Observa-se também a variação lateral entre o Nc1 e o Nc2. (D) Composição de fotomicrografias mostrando Nc2. Observar a variação de granulação dos fragmentos do centro e dos contatos do Nc2.

Os fragmentos quartzo-feldspáticos apresentam uma textura interna granoblástica inequigranular com contatos entre grãos interlobados a poligonizados. Esses fragmentos apresentam terminações fortemente angulosas e são marcados por fraturas que se estendem por todo fragmento quebrando minerais ao meio. Sua granulação varia de 0,2 a 0,8 cm (Prancha IV.A e IV.B). A outra família de fragmentos é representada por pedaços fortemente angulosos e relativamente grandes (1,0 a 1,3cm) do Nc1, os quais, por sua vez, contêm fragmentos do protólito (Prancha IV.B).

Em todas as lâminas analisadas, o Nc3 está diretamente em contato com o Nc1. Esse contato se dá de forma abrupta por meio de microfraturas que correm por toda a rocha, como pode ser observado na Prancha IV.A, onde foi feita uma composição de fotos de uma lâmina delgada. São também observadas microfalhas oblíquas (Prancha IV.C) à microfratura supracitada que se estendem em direção ao Nc1 e que contém fragmentos ainda menores de quartzo e feldspato, preenchidas pelo mesmo material opaco que compõe o Nc3. Há o desenvolvimento de uma foliação incipiente (Prancha IV.D, canto superior esquerdo) devido à junção de duas microfraturas e com influência de grãos maiores. Não é observada qualquer evidência de recristalização dinâmica plástica, sugerindo fluxo cataclástico como mecanismo gerador dessa foliação.



Prancha IV – (A) Composição de fotomicrografias de lâmina delgada que mostra o Nc3 em contato com o Nc1. Material que compõe Nc3 é opaco. Na porção inferior direita da foto, observad fragmento policristalino com fraturas preenchidas por micas. (B) Detalhe de fragmentos policristalino(Fr) cinza (Nc1) grande e bem facetado envolto por material opaco do Nc3. Observar que dentro desse fragmentos, há um fragmentos subarredondado com cristais de quartzo e feldspato recristalizados e que pertencem ao protolito (Prt). (C) e (D) Detalhes, respectivamente, de microfalha e microfraturas oblíquas à interface Nc1/Nc3, todas preenchidas por material semelhante ao do Nc3. Observar desenvolvimento de foliação cataclástica incipiente, principalmente na figura D, no canto superior esquerdo.

5.2 Difratometria de Raio-X

A Figura 7 apresenta um comparativo dos difratogramas obtidos para os três níveis cataclásticos, com as respectivas fases cristalinas. Os difratogramas detalhados com o ajuste e lista de picos estão em anexo (Anexo I). A difratometria foi feita na matriz muito fina dos três níveis cataclásticos. Buscou-se coletar o material mais fino possível.

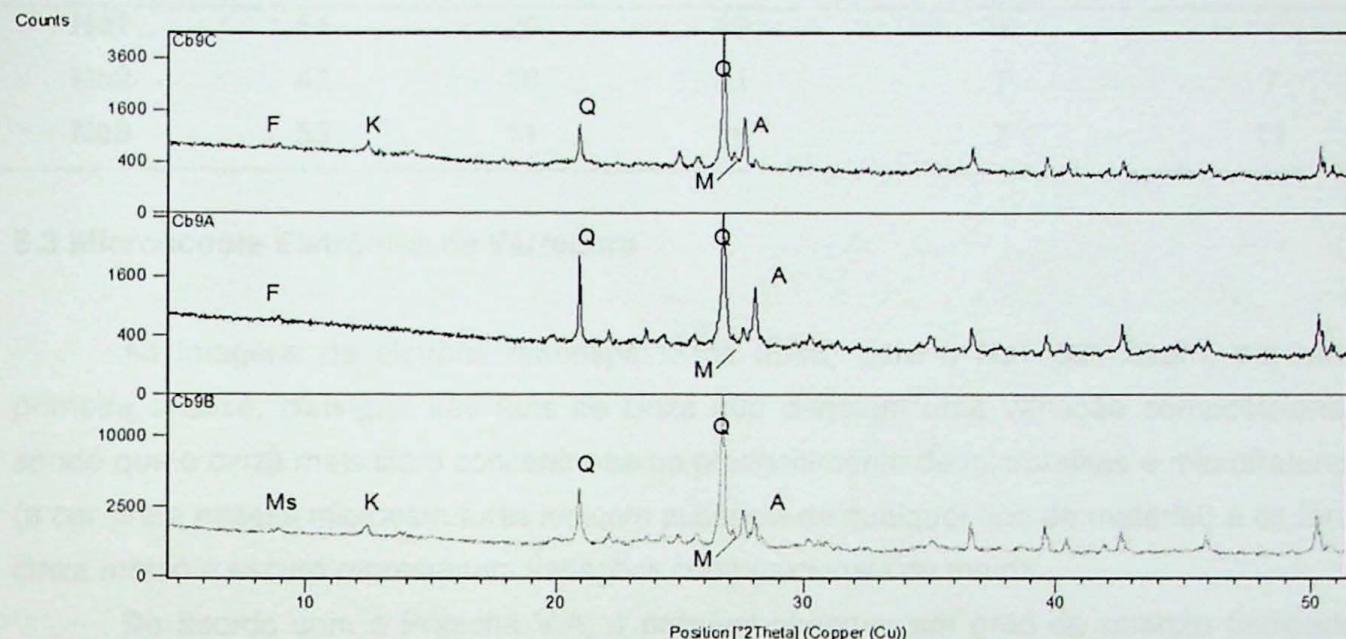


Figura 7– Comparação dos difratogramas dos três níveis cataclásticos. Nc1 (Cb9A), Nc2 (Cb9B) e Nc3 (Cb9C). As fases cristalinas são: albita (A), fengita (F), caulinita (K), microclínio (M), muscovita (Ms) e quartzo (Q).

O nível cataclástico 1 apresenta a mesma mineralogia já descrita em lâmina delgada, sendo que a fengita é o único mineral que representa os filossilicatos. Trata-se de uma mica branca que faz parte da série muscovita-celadonita e que tem substituição de alumínio por magnésio ou ferro. A fase cristalina observada na amostra é rica em ferro. É importante ressaltar que esse tipo de substituição ocorre independentemente do estado de oxidação da rocha, isto é, não é necessariamente devido à alteração (Deer *et al.* 2004). O plagioclásio, que não pode ser devidamente discriminado em lâmina delgada, apresentou a forma cristalina da albita.

O nível cataclástico 2 apresenta muscovita como filossilicato, quartzo, albita, microclínio e caulinita. Somente os níveis cataclásticos 2 e 3 apresentam caulinita, esta, provavelmente resultante de alteração. O nível cataclástico 3 apresenta como filossilicato a fengita, rica em ferro.

O resultado da análise semi-quantitativa é apresentado na tabela 2. Comparando-se com a estimativa feita através do microscópio petrográfico, observa-se que há mais albita e

microclínio e menos filossilicatos, sugerindo que a matriz desses cataclasitos não é composta somente por micas muito finas.

Tabela 2 – Análise semiquantitativa (valores em %) das fases cristalinas contidas nos três níveis cataclásticos.

	Quartzo	Albita	Microclínio	Muscovita/Fengita	Caulinita
Nc1	51	20	19	10	-
Nc2	47	18	21	7	7
Nc3	53	11	18	7	11

5.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

As imagens de elétrons retroespelhados (ERE) para o Nc1 permitiram, em uma primeira análise, distinguir três tons de cinza que denotam uma variação composicional, sendo que o cinza mais claro concentra-se no preenchimento de microfalhas e microfraturas (a cor preta nessas microestruturas indicam ausência de qualquer tipo de material) e os tons cinza médio e escuro representam variações compostionais da matriz.

De acordo com a Prancha V.A, é possível observar um grão de quartzo (indicado com o número 1) afetado por uma fratura transgranular, a qual intercepta mais de um grão. Nota-se que no grão de quartzo ela se encontra sem preenchimento, porém na porção central da imagem a fratura apresenta uma cor bem clara. Em maior detalhe (Prancha V.B), observa-se a fratura preenchida, e os números 3, 4 e 5 indicam, respectivamente, óxido de ferro (hematita ou goethita), muscovita e quartzo. Nas porções mais finas da matriz (Prancha V.C), é possível observar um aglomerado de fases minerais bem finas (ca. 5 micra ou menos). As análises pontuais indicaram quartzo (9) e muscovita (10 e 11), sendo que a maior parte da matriz apresenta a mesma composição.

A faixa branca exibida na porção central da imagem D da Prancha V é a microfalha principal, cuja análise pontual (3) indica dominância de óxido de ferro. Bem destacadas estão as microestruturas: observa-se bem o fluxo cataclástico dentro da microfalha, evidenciada pela disposição aleatória e pela variação de granulação dos grãos de quartzo e feldspato, em diferentes tons de cinza; a porção centro-esquerda contém grãos alongados, com bordas irregulares e microfraturados orientados na direção N-S, desenvolvendo também uma série de filmes extremamente delgados preenchidos por óxido de ferro que também marcam uma foliação cataclástica.

Em maior detalhe, na figura E da Prancha V, observa-se que a microfalha (porção esquerda) ainda apresenta uma grande variação de granulação, porém em um aumento quatro vezes maior do que a figura anterior. Na figura E, as porções mais brancas indicam

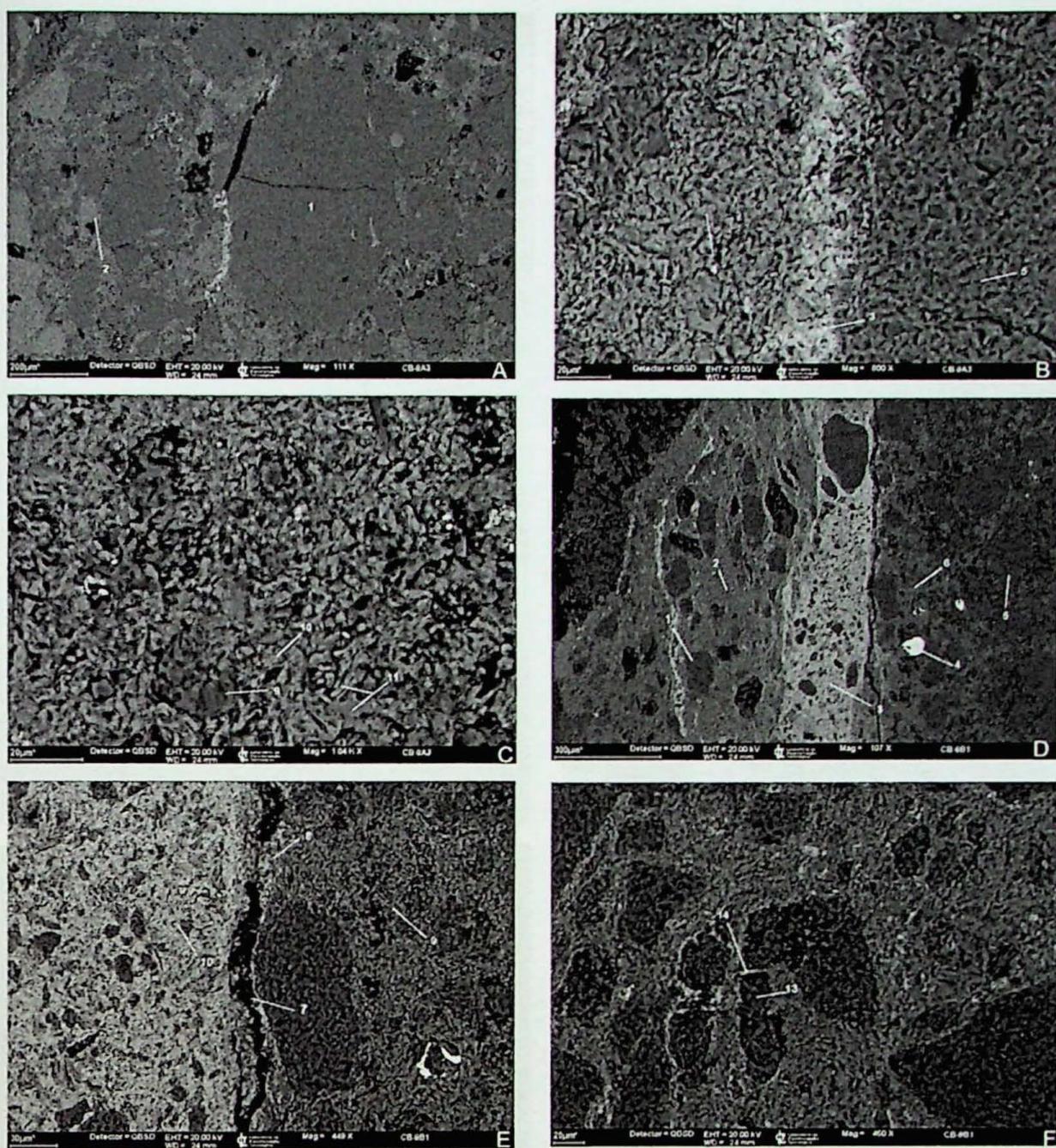
óxido de ferro, o preto indica ausência de fases cristalinas e os tons de cinza indicam quartzo e muscovita. A figura D (Prancha V) mostra uma relação textural entre fengita (14) e albita (13). O grão de albita apresenta-se bordeado por fengita, o que indica uma relação temporal posterior à albita. Deve-se também levar em conta que o conteúdo de ferro dessa mica pode ser resultado do preenchimento das microfalhas com óxido de ferro.

Para o Nc2 foram obtidas imagens ERE e ES, sendo as primeiras para avaliar a composição química e as outras para observar uma relação textural em escala nanométrica, uma vez que tal nível cataclástico é o que apresenta a menor granulação e apresenta-se isotrópico na microscopia óptica.

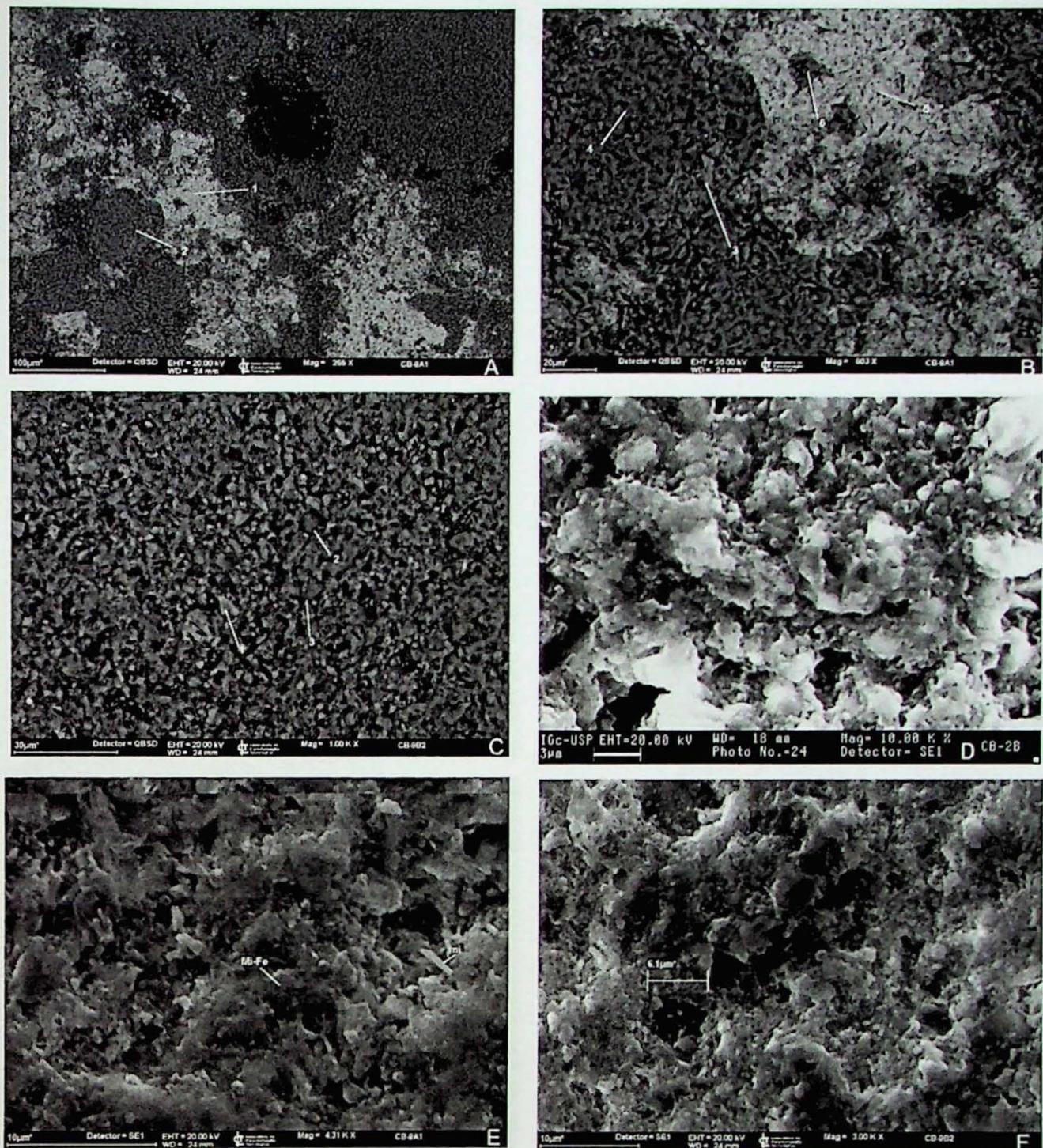
De maneira geral, a mesma variação de tons de cinza foi observada, com os tons mais claros indicando óxido de ferro e os outros indicando quartzo e muscovita (Prancha VI.A,B e C). Um aspecto importante bem destacado no Nc2 é a variação de granulação. Mesmo em aumentos de 1000 vezes (Prancha VI.C) é possível observar que existem grãos relativamente maiores contidos em uma matriz cada vez mais fina.

A partir das imagens de elétrons secundários (ES) (Prancha VI.D, E e F), com aumentos de quatro mil e três mil vezes respectivamente, é possível observar que há grãos formados em escala nanométrica, sendo que ainda é possível observar a diminuição de granulação da matriz. Principalmente nas imagens VI.D e VI.F, é possível observar que existem algumas porções escuras que podem representar ou microporos ou sombras relacionadas ao desvio do sinal devido à heterogeneidade do material. Com o aumento de dez mil vezes (Prancha VI.D), é possível observar que essas porções escuras podem de fato representar microporos. Observados em detalhe, percebe-se que há formação de material cristalino nas porções mais profundas do poro, indicando que eles existem (em escala nanométrica) e que parecem não apresentar uma conectividade. As imagens obtidas para o Nc3 mostram a presença acentuada de óxidos de ferro, quartzo e porções escuras que representam ausência de qualquer tipo de material (Prancha VII.A e B).

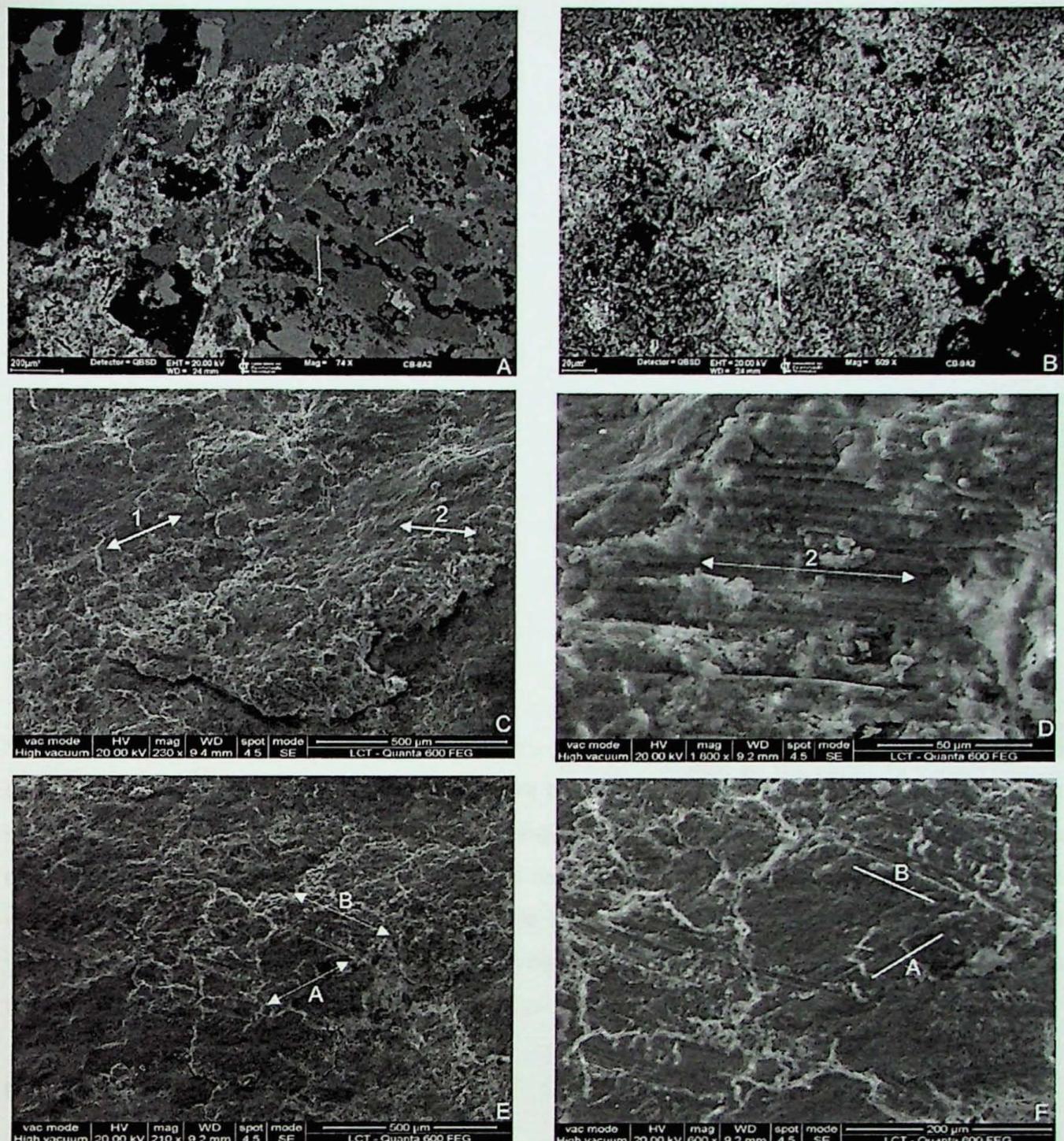
Algumas imagens de elétrons secundários foram obtidas a fim de buscar planos estriados, principalmente nos planos de contato entre níveis cataclásticos. A olho nu e com o auxílio de lupa, não fica totalmente evidente a existência de tais estrias, porém, como ilustrado nas imagens das Pranchas VII e VIII, observa-se duas direções principais de estrias e ainda uma relação temporal entre as duas. De acordo com a imagem F da Prancha VII, é possível observar que as estrias A são cortadas pelas estrias B, mostrando que estas são, então, mais jovens. Dois tipos de estrias foram observados: aquelas não associadas a degraus (Prancha VII.D, E e F) e aquelas associadas a degraus (Prancha VIII.A e B). As imagens da Prancha VII.D e da Prancha VIII.B sugerem o crescimento de fibras segundo essas estrias. Segundo Blenkinsop (2000), a movimentação é em direção à terminação das fibras, de forma ortogonal à face do degrau.



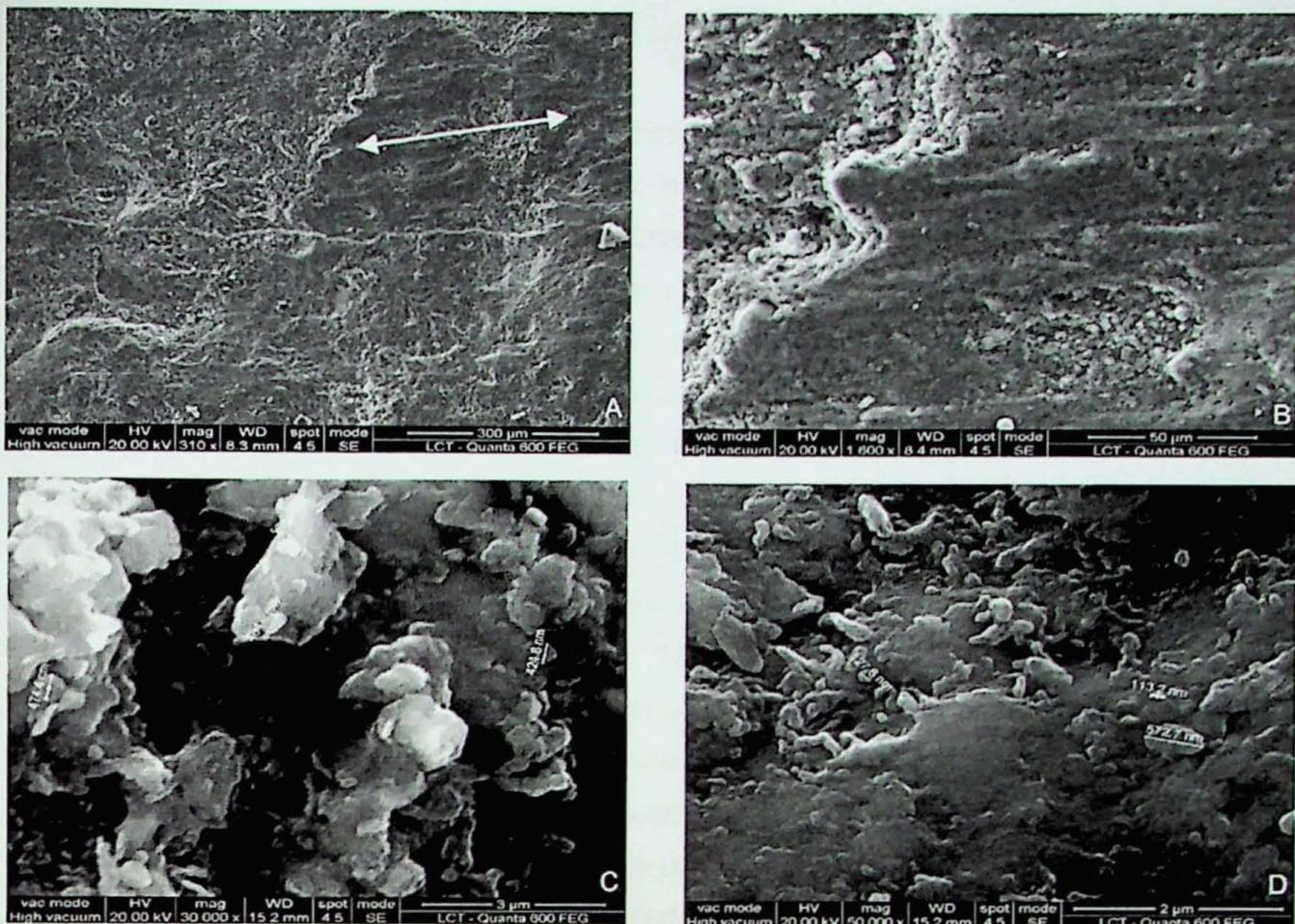
Prancha V – Nc1 (A) Imagem ERE mostrando microfratura transgranular na porção central e microfratura intragranular ortogonal em grão de quartzo (1). (2) indica muscovita; (B) Detalhe de microfratura na porção central. Análises pontuais indicam preenchimento por óxido de ferro (3), matriz com muscovita (4) e quartzo (5); (C) Mesmo com aumento de ca. 1000 vezes, a textura se mantém ao mostrar grãos em uma matriz cada vez mais fina. (9) quartzo, (10) e (11) muscovita; (D) Porção central com microfalha com fluxo cataclástico paralela à foliação cataclástica dada pela orientação de grãos alongados com bordas irregulares na porção centro-esquerda. (1) quartzo, (2) muscovita, (3) óxido de ferro, (4) zircão, (5) quartzo e (6) muscovita; (E) Relação entre microfalha preenchida por óxido de fero à esquerda e matriz rica em muscovita à direita; (F) Relação de albita (13) e fengita (14), indicando possível reação metamórfica.



Prancha VI – (A) Imagem BSE do Nc2 mostrando (1) óxido de ferro e (2) quartzo subarredondado; (B) (3) muscovita, (4) quartzo, (5) óxido de ferro e (6) quartzo; (C) imagem BSE com aumento de mil vezes com (1) feldspato potássico e (2) e (3) com quartzo em granulação menor; (D) e (E) são imagens ES que mostram o crescimento de minerais micáceos (mi = mica e Mi-Fe = mica rica em Fe) em escala nanométrica com pequenas regiões escuras que podem indicar a presença de microporos; (F) grão de quartzo (6,1 µm) com desenvolvimento de faces bem formadas envolto por material micáceo sem orientação preferencial.



Prancha VII – (A) Imagem ERE apresentando, na porção esquerda, o Nc3 e à direita um fragmento do Nc2, o qual possui (1) quartzo e (2) muscovita. As porções escuras mostram ausência se material; (B) Detalhe do Nc3 com presença acentuada de (3) óxido de ferro e grãos angulosos de (4) quartzo; (C), (D), (E) e (F) apresentam imagens ES da interface entre o biotita gnaisse milonítico e o Nc1, onde observam-se duas direções distintas de estrias. Em (F), observa-se que as estrias A (direcionais, com atitude 233°/12°) são cortadas pelas estrias B (*dip-slip* com atitude 200°/68°), que mantêm uma continuidade (porção central da imagem).



Prancha VIII – (A) e (B) são imagens ES para a interface entre o Nc1 e o Nc2 onde podem ser observadas estrias direcionais (com altitude 238%horizontal) com fibras e pequenos degraus que indicam sentido de movimento tectônico para a esquerda; (C) e (D) também são imagens ES para a mesma interface em altíssimos aumentos – trinta e cinqüenta mil vezes, respectivamente – mostrando cristais nanométricos, como a muscovita bem formada na porção centro-esquerda da figura C.

6. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

As observações em microscopia óptica convencional, microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análises de difratometria de Raio-X permitiram obter importantes informações acerca das rochas cataclásticas em questão, principalmente em relação à variação do tamanho dos grãos, às microestruturas e a variações mineralógicas entre o protólito e os cataclasitos. Esses três tópicos serão discutidos a seguir e servirão para importantes conclusões acerca dos mecanismos deformacionais atuantes durante a gênese desses cataclasitos e de sua coesão primária.

6.1 Variação de Granulação

Uma das principais características observadas comum aos três níveis cataclásticos estudados é a forte variação de granulação. Isso é típico das texturas cataclásticas, onde geralmente observamos uma rocha matriz-suportada com grãos e/ou fragmentos policristalinos com terminações angulosas a subarredondadas como resultado da quebra mecânica. Essa textura é observada nas mais diferentes escalas, desde a mesoscópica até a submicroscópica, denotando o caráter fractal típico das rochas cataclásticas (Blenkinsop 2000). Os esforços atuantes tendem a forçar clastos que estão próximos entre si e têm aproximadamente o mesmo tamanho, sendo que o mais fraco tende ao fraturamento e resulta em dois novos clastos aproximadamente do mesmo tamanho. Novamente, o clasto mais fraco produzirá fraturas e irá gerar clastos ainda menores e assim por diante.

A Tabela 3 apresenta a variação de granulação observada sob microscópio óptico para os três níveis cataclásticos. Essa variação acarreta alguns problemas durante a identificação e quantificação modal dos minerais. Principalmente para o Nc1 e o Nc2, subestimou-se bastante a quantidade de quartzo e feldspatos contidos na matriz. O Nc1 parecia ter sua matriz basicamente composta por filossilicatos, e o Nc2 um material tão fino (<0,025 mm) que torna-se isotrópico a polarizadores cruzados.

Tabela 3 – Variação de granulação para os três níveis cataclásticos. Medições feitas a partir do microscópio óptico.

	Grãos/Fragmentos	Fragmentos Policristalinos
Nc1	0,1 – 1,0 mm	0,1 – 3,8 mm
Nc2	0,025 – 0,25 mm	-
Nc3	0,2 – 0,6 mm	0,2 a 0,8 cm

Foi somente com o auxílio das análises de difração de Raio-X e das imagens obtidas por microscopia eletrônica de varredura que conseguiu-se verificar a verdadeira composição das matrizes dessas rochas. De acordo com a Tabela 2, observou-se que nos três níveis cataclásticos há mais quartzo e feldspato na matriz do que filossilicatos. De acordo com as imagens de MEV, o Nc1 e o Nc2 apresentam uma matriz composta por grãos de quartzo, feldspato e muscovita muito finos, observados em aumentos desde mil vezes (Pranchas V.C e VI.C), três mil vezes (Prancha VI.E) e dez mil vezes (Prancha VI.D), estes últimos dois para o nível cataclástico mais fino que é o Nc2. O Nc3 apresenta uma matriz com bastante óxido de ferro e algum quartzo.

As imagens de maior aumento (e.g. Prancha VI.D, E e F e Prancha VIII.C e D) mostram que ainda há uma variação expressiva na granulação dessas rochas, denotando o

caráter fractal. Pequenas regiões escuras podem indicar a presença de microporos, os quais não parecem apresentar conectividade e por aparecerem somente na escala nanométrica, não devem influenciar muito a reologia dessas rochas. Zonas escuras observadas no Nc3 (Prancha VII.A e B) não devem ser poros e sim retirada de material durante a confecção de lâminas delgadas devido ao alto grau de alteração do mesmo.

Outro problema em relação à grande variação de granulação das rochas cataclásticas refere-se aos critérios para classificação, como o proposto por Woodcock & Mort (2008), o qual distingue o limite clasto/matriz como 0,1 mm. Segundo a Tabela 3, o Nc2 apresenta uma granulação menor do que 0,1 mm e, entretanto, observa-se a existência de uma matriz ainda mais fina.

Quanto à forma dos grãos, observa-se que, mesmo muito finos, há grãos de quartzo e feldspato (sub)arredondados (Prancha V.C e VI.C), alguns bem formados (Prancha VI.C indicado com o número 3 e VI.F) e cristais bem formados e muito finos de muscovita (Prancha V.C, VI.E e VIII.C). De fato é esperado que o material mais fino seja aquele que sofreu maior cominuição, e portanto apresenta-se mais arredondado do que fragmentos de maior granulação. Entretanto, o caráter bem formado, principalmente das micas muito finas, indicam que eles cristalizaram a partir de alguma reação química sin-tectônica que pode ser responsável pela coesão dessas rochas.

6.2 Análise Microestrutural

Em todos os níveis cataclásticos é possível observar uma disposição completamente aleatória dos grãos e/ou fragmentos sem nenhum encaixe evidente entre eles, mostrando que houve rotação de corpos rígidos, isto é, os fragmentos foram quebrados e rotacionados sem qualquer tipo de deformação intracristalina. Durante a cominuição mecânica e rotação de corpos rígidos, clastos maiores que não tenham vizinhos aproximadamente do mesmo tamanho serão envoltos por uma matriz de clastos cada vez menores, às vezes dominando, localmente, a reologia da rocha e levando ao desenvolvimento de uma foliação que resulta do fluxo cataclástico (Prancha II.D e E e Prancha V.D). Trata-se de uma foliação que se desenvolveu durante a rotação de corpos rígidos que estavam muito perto de um fragmento maior, de forma a orientá-los. Tal foliação, além de não ocorrer de forma pervasiva como uma foliação milonítica, não apresenta sinais de recristalização sin-tectônica, resultando, portanto, do fluxo cataclástico.

Segundo Schmid & Handy (1991), o fluxo cataclástico age de forma a manter a reologia da rocha antes do fraturamento em si, acomodando essa deformação como uma foliação cataclástica e mantendo, pelo menos parcialmente, a coesão primária da rocha nos domínios não foliados.

Entretanto, Sibson (1986) afirma que a impossibilidade de encaixe entre os fragmentos dispostos aleatoriamente é uma feição típica de brechas de implosão, onde são muito grande a atuação da dilatância (aumento de volume da rocha devido à criação de poros durante a quebra mecânica).

Outras microestruturas foram observadas, como microfraturas e microfalhas. Segundo Blenkinsop (2000), o que diferencia uma microfratura de uma microfalsa é o fato de serem observados fragmentos internos à microestrutura e evidências de movimentação (e.g. rotação de corpos rígidos ou microrejeitos de grãos ou fragmentos). Ainda segundo o mesmo autor, as microfraturas podem ser subdivididas em *intragranulares*, quando afetam um único grão, e *transgranulares*, quando afetam dois ou mais grãos. As microfraturas transgranulares estão ligadas a rochas bem cimentadas e pouco porosas. Schmid & Handy (1991) afirmam que as microfraturas podem ser *críticas* ou *subcríticas*, sendo que as primeiras cortam grãos e matriz, e as outras se limitam a grãos individuais terminado na interface grão/matriz. Uma implicação importante, segundo os autores, é que as microfraturas críticas são características de regimes sísmicos com a alternância entre rápidas e instantâneas movimentações com momentos que estabilidade, ao passo que as subcríticas ocorrem em regimes mais estáveis.

O Nc1 apresenta as microestruturas mais evidentes. Observa-se uma microfalsa (Prancha II.C) que ocorre de forma penetrativa e contém fragmentos menores dentro dela distribuídos de forma aleatória e preenchidos por material isotrópico (Prancha II.D). Associadas a essa estrutura, estão microfraturas transgranulares críticas que se desenvolvem de forma oblíqua à microfalsa e estendem-se até o protólito. De forma mais restrita, é possível observar microfraturas intragranulares. O Nc2 não apresenta microestruturas evidentes, ao passo que o Nc3 apresenta microfraturas intragranulares subcríticas.

A partir das observações microestruturais, é possível inferir que o Nc1 manteve, mesmo que de forma parcial, sua coesão primária (devido ao desenvolvimento de uma foliação cataclástica), apresentam-se como bem cimentadas e pouco porosas (devido ao microfraturamento transgranular predominante) e devem estar associadas a regimes sísmicos instáveis, como evidenciado pelos caráter críticos de suas microfraturas. Entretanto, há também evidências de domínios que sofreram dilatância, como mostra a intensa rotação de corpos rígidos. Apesar do Nc2 não apresentar microestruturas significativas, seu caráter porcelânico (extremamente fino) sugere que a dilatância não tenha sido um grande fator quando da gênese dessa rocha, gerando rochas semelhantes às brechas de atrito ou brechas moídas descritas por Sibson (1986). Já o Nc3, por apresentar microfraturas intragranulares subcríticas, apresenta uma maior porosidade e pouca cimentação.

As evidências de influência da dilatância, principalmente nos níveis cataclásticos 1 e 3, indicam a existência de condutos ou descontinuidades por onde podem percolar fluidos hidrotermais, ainda mais tratando-se de uma falha geológica, as quais são grandes condutos de mobilização de fluidos através da crosta continental. Dessa forma, é possível que fluidos sin- a tardí-tectônicos estejam ligados à geração de coesão em domínios em que a coesão primária foi perdida. Além disso, tanto as microfalhas como as microfraturas também podem servir de condutos para a percolação desses fluidos.

6.3 Variação Mineralógica

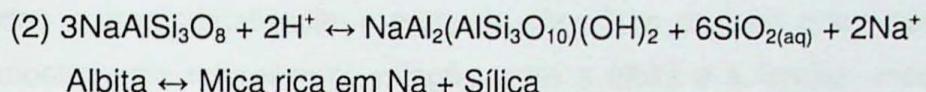
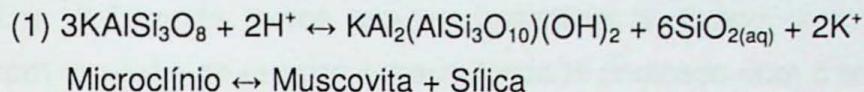
Como pode ser observado na Tabela 4, há uma diferença mineralógica entre o protólito e os cataclasitos. Até agora vimos que os processos deformacionais relativos à cataclase tiveram grande atuação na geração dessas rochas. Entretanto, todos esses mecanismos não envolvem a formação nem o consumo de minerais, sugerindo a atuação de outro processo. Alguns autores (e.g. White & Knipe 1978, Evans 1990, Imber *et al.* 1997 e Sibson 2000) têm discutido a influência de fluidos hidrotermais em zonas de falha. De forma geral, esses fluidos têm influência direta com a reologia das rochas de falha e da própria zona de falha, uma vez que causam reações químicas que enfraquecem a zona de falha. Esse enfraquecimento está ligado à transformação de minerais resistentes como os feldspatos em minerais micáceos, que, além de serem mais facilmente deformáveis, podem gerar foliações que enfraquecem mais ainda os tectonitos.

Tabela 4 – Comparação mineralógica modal (em %) entre os níveis cataclásticos (a partir da análise semi-quantitativa da DRX) e o protólito (proporção modal petrográfica).

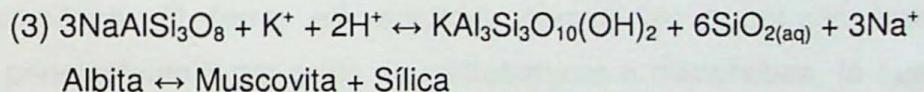
	Quartzo	Albita	Microclínio	Andesina	Muscovita/ Fengita	Biotita	Caulinita
e							
			Ortoclásio				
Nc1	51	20	19	-	10	-	-
Nc2	47	18	21	-	7	-	7
Nc3	53	11	18	-	7	-	11
Protólito	40	-	30	20	-	10	-

De acordo com a Tabela 4, observa-se que o protólito apresenta uma menor quantidade de quartzo do que os cataclasitos, uma maior quantidade de feldspato alcalino e nenhuma muscovita e/ou fengita. Portanto, tivemos o consumo de feldspato alcalino gerando mais sílica e minerais micáceos.

Essas reações ocorrem nos processos de sericitização ou muscovitização, os quais são tidos como processos de baixo grau metamórfico induzidos pela percolação de fluidos hidrotermais. Evans (1990) apresenta duas reações importantes para a geração de minerais micáceos a partir da quebra de feldspatos, inferindo que as mesmas devem ocorrer em temperaturas entre 250° - 400°C:



Como observado, as equações (1) e (2) necessita a adição de H^+ para ocorrer, o qual, segundo o autor, é adicionado com a percolação de água ao longo de microfraturas presentes nas rochas. Wibberley (1999) também apresentam reações de quebra de feldspatos com a geração de muscovita. Quanto aos feldspatos alcalinos, apresentam a mesma reação (1) que Evans (1990), porém com ortoclásio. Já a quebra da albita é apresentada como:



Para Wibberley (1999), a quebra da albita para a geração de muscovita precisa também da adição K^+ , o qual deve estar contido em fluidos hidrotermais percolantes. Quanto às condições de temperatura de ocorrência dessas reações, o autor mostra um amplo intervalo afirmando que os feldspatos podem ser substituídos por micas em temperaturas até 500°C, sendo mais comum a sericitização ocorrer em fácies xisto verde inferior.

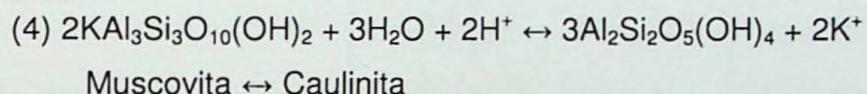
Uma conclusão de grande importância mostrada por Wibberley (1999) é que essas reações não servem somente para enfraquecer os tectonitos. Dependendo da relação com a deformação e com a evolução geoquímica e microestrutural das rochas, essas reações podem agir como fortalecedoras da zona de falha devido à cimentação causada pela precipitação da sílica livre liberada. Tal cimentação ocorre em domínios dilatantes causados pela fragmentação cataclástica.

De fato, os dados apresentados na Tabela 4 parecem sugerir esse processo. Houve o consumo de ortoclásio e/ou microclínio gerando muscovita/fengita e aumentando a quantidade de sílica nos cataclasitos.

Outra evidência da atuação de soluções hidrotermais está na variação dos plagioclásios. Observa-se que o protólito apresenta um plagioclásio mais cálcico enquanto que os cataclasitos apresentam albita. Durante a saussuritização, os plagioclásios mais cálcicos perdem Ca e Al, gerando albita e alguns cristais de epidoto, sericita e carbonatos.

Algumas evidências texturais sugerem a existência de sílica livre, como pode ser visto na Prancha VI.B, onde temos quartzo xenomórfico (indicado com o número 6), e na Prancha VI.C e VI.F, onde temos quartzo intersticial (indicado com o número 3) em comparação com um grão de quartzo subarredondado (indicado com o número 2). É talvez essa diferença de forma que pode sugerir uma cominuição mecânica para os grãos subarredondados e uma cristalização a partir de sílica livre para os grãos xenomórficos. A Prancha V.F mostra uma interessante relação entre a albita e a fengita, mostrando que a mica está se formando a partir do feldspato.

A formação de caulinita nos níveis cataclásticos 1 e 2 podem estar ligados ao intemperismo de minerais como muscovita e sericita, de acordo com a seguinte reação:



O óxido de ferro encontrado, principalmente, na matriz do Nc3 parece ser de alteração intempérica. O ferro, em solução, parece ter penetrado todos os níveis cataclásticos, principalmente por meio de microfraturas e microfalhas, já que todas essas microestruturas estão preenchidas por óxido de ferro. Além disso, a variação com mais Fe da muscovita (fengita) pode ter sido formada devido a essa adição de Fe.

6.4 Integração de Dados

A Tabela 5 resume as principais características observadas para os três níveis cataclásticos. A partir dela e com as interpretações supracitadas, é possível esboçar uma alternativa de geração dessas rochas de falha.

A partir da fragmentação rúptil do protólito formou-se o primeiro nível cataclástico (Nc1). Este apresenta feições microestruturais que sugerem a quebra mecânica como um dos principais mecanismos deformacionais atuantes em sua geração. O desenvolvimento de uma foliação cataclástica indica que essa rocha perdeu, nos locais de formação dessa microestrutura, sua coesão primária durante a cataclase, sugerindo que a mesma foi mantida em outros domínios da rocha. Em domínios em que a coesão primária foi perdida, observou-se a rotação de corpos rígidos muito bem marcada, a qual pode ter gerado um aumento de volume na rocha devido à criação de espaços vazios (dilatância) durante a

quebra mecânica. A mudança mineralógica observada entre o protólito e o Nc1 e algumas relações texturais como grãos de feldspato bordejados por micas, sugerem a atuação de reações químicas de quebra de feldspatos com a geração de micas muito finas e liberação de sílica em solução.

Tabela 5 – Resumo das principais características observadas nos três níveis cataclásticos.

	Feições Microestruturas	Mudança Mineralógica	Granulação
Nc1	Microfalhas; Microfraturas transgranulares críticas; Rotação de corpos rígidos; Fluxo cataclástico; Microestrias na interface protólito/Nc1.	Consumo de feldspato; Aumento de sílica; Geração de sericita e/ou muscovita;	Fina com fragmentos policristalinos; Distribuição fractal.
Nc2	Rotação de corpos rígidos; Microestrias (<i>slickenlines</i>) na interface Nc1/Nc2.	Consumo de feldspato; Aumento de sílica; Geração de sericita e/ou muscovita; Geração de caulinita;	Muito fina sem fragmentos policristalinos; Distribuição fractal.
Nc3	Microfraturas intragranulares subcríticas.	Consumo de feldspato; Aumento de sílica; Geração de sericita e/ou muscovita; Geração de caulinita; Óxido de ferro.	Mais grossa entre os três níveis; Contém fragmentos policristalinos (do Nc1); Distribuição fractal.

De acordo com as equações (1), (2) e (3), os processos de sericitização requerem a presença de um fluido hidrotermal que ative essas reações. No caso das reações (1) e (2), somente a adição é necessária, enquanto que a reação (3) requer também soluções aquosas com íons K^+ .

Como vimos que a rocha não perdeu sua coesão primária por completo, é plausível inferirmos que a sílica em solução possa ter migrado localmente nos domínios mais dilatantes, gerando assim uma cimentação sin-tectônica. Tal cimentação sin-tectônica gerou um cataclasito bem cimentado e pouco poroso, como evidenciado pelo posterior

microfraturamento transgranular, pela quase inexistente porosidade observada em imagens de MEV e pelo aumento relativo de sílica em relação ao protólito.

A existência de porções com anisotropias (como aquelas com foliação cataclástica) podem ter servido como descontinuidades prévias para a geração de microfalhas, que, por sua vez, podem ter acomodado uma contínua movimentação que deu origem a um nível cataclástico bem mais fino (Nc2).

O Nc2 apresenta-se como o menos espesso dentre os três, sugerindo que sua geração se dá em locais onde há uma concentração do esforço tectônico. Rotevatn *et al.* (2008) propõe que esse tipo de domínio mais fino seja chamado de *banda deformacional cataclástica*. Novamente, a rotação de corpos rígidos no Nc2 sugere que tenha havido dilatância durante a cataclase, o que parece um pouco controverso se estamos lidando com domínios em que o esforço é concentrado (e.g. microfalhas). Entretanto, como o Nc1 é a rocha que está sendo deformada e ela apresenta boa cimentação e pouca porosidade, é possível sugerir que os fluidos hidrotermais tenham utilizados as microfalhas e microfraturas para se deslocar, influenciando a geração do Nc2, de forma a atuar como uma força contrária ao esforço tectônico e permitir, assim, a rotação de corpos rígidos e cominuição mecânica necessária para diminuir ainda mais a granulação. A sílica, em solução, proveniente da quebra dos feldspatos, é também a provável responsável pela coesão sintectônica do Nc2.

A existência de estrias na interface entre o protólito e o Nc1 (Prancha VII.D e F) e na interface Nc1/Nc2 (Prancha VIII.A e B) sugerem movimentações tectônicas sucessivas após a formação desses níveis cataclásticos, inclusive com relações de corte entre elas, como na Prancha VII.F, onde estrias *dip-slip* cortam estrias direcionais. Os mesmos processos de quebra de feldspatos devem ter ocorrido durante a cataclase associada à gênese do Nc3. Essa rocha apresenta uma menor porcentagem de matriz do que os outros níveis cataclásticos, além de conter fragmentos policristalinos muito maiores. Isso sugere uma menor atuação da cominuição mecânica – em comparação ao Nc1 e Nc2 – devido, talvez, a um regime sísmico diferente. Os níveis cataclásticos 1 e 2 podem ter se formado em um regime sísmico instável, onde podem ocorrer diversos abalos seguidos que geram maior cominuição mecânica do que um regime estável, ao qual o Nc3 deve ter sido submetido. Sabe-se, entretanto, que a geração do Nc3 foi posterior, no mínimo, à geração do Nc1, uma vez que é possível observar um fragmento policristalino do Nc2 (que por sua vez contém um fragmento do protólito) em matriz pertencente ao Nc3.

O tipo de fraturamento observado no Nc3 sugere que trata-se de uma rocha mais porosa e menos cimentada. Daí talvez, seu caráter mais alterado (maior quantidade de caulinita e óxido de ferro).

A caulinita pode ter se formado a partir da equação (4) e o óxido de ferro deveria estar contido nos fluidos hidrotermais, o qual preencheu todos os tipos de descontinuidades do Nc1.

7. CONCLUSÕES

A caracterização microestrutural e composicional das rochas cataclásticas associadas à Zona de Cisalhamento Camburu forneceu importantes informações para uma correta classificação das mesmas e para subsidiar o entendimento dos mecanismos deformacionais que governaram sua gênese.

Uma das principais questões abordadas refere-se à manutenção ou não da *coesão primária* durante a deformação, importante critério utilizado pela maioria das classificações propostas (e.g. Sibson 1977 e Schmidt & Handy 1991).

Como foi observado, o Nc1 e o Nc2 apresentam algumas feições que indicam a manutenção, mesmo que parcialmente, da coesão primária, podendo ser considerados rochas cataclásticas coesas. Entende-se que a cimentação secundária citada por Higgins (1971) e Sibson (1977) refira-se a processos pós-tectônicos, com a cristalização de um material completamente estranho ao protólito, transformando materiais inconsolidados (e.g. brechas e farinhas de falha) em rochas. Já a cimentação descrita nesse trabalho provavelmente ocorreu *durante* a gênese dos tectonitos em questão, isto é, nunca permitiu que esses tectonitos fossem de fato um material inconsolidado. A sílica e os minerais micáceos neoformados foram resultado de um processo metamórfico de baixo grau em que, a partir dos feldspatos, foram geradas micas muito finas e sílica em solução; as reações de quebra do feldspato requerem água ou fluidos aquosos contendo íons de K^+ para ocorrerem, sugerindo a influencia de fluidos hidrotermais sin-tectônicos que *induziram* essas reações, embora não necessariamente trouxessem material externo para cimentação. Além disso, fica claro que grande parte da matriz fina dessas rochas é resultado da cominuição mecânica do protólito. Considerando-os, portanto, tectonitos coesos, os níveis cataclásticos 1, 2 e 3 podem ser classificados, respectivamente, como **protocataclasito**, **protocataclasito** e **brecha moída**, se considerarmos a nomenclatura de Sibson (1977). Para Killick (2003), todos seriam protocataclasitos. Seguindo nomenclaturas puramente descritivas (e.g. Woodcock & Mort 2008), as rochas também seriam protocataclasitos.

As rochas quartzo-feldspáticas gnáissico-miloníticas sofreram o primeiro evento cataclástico gerando o Nc1, uma rocha matriz-suportada com grãos e fragmentos policristalinos angulosos a subarredondados em uma matriz mais fina. Essa matriz apresenta, além material cominuido em escala até nanométrica, um relativo aumento de

sílica e de minerais micáceos, provenientes de processos de sericitização que acabaram por cimentar sintectonicamente a rocha, gerando um protocataclasito coeso e pouco poroso.

Foliações cataclásticas foram também localmente geradas e devem ter servido como descontinuidades que possibilitaram a formação no Nc2. Uma alternativa à geração do Nc2 é a concentração de esforços em descontinuidades do Nc1 como microfalhas, possibilitando o deslizamento com atrito e cominuição mecânica, gerando uma textura cataclástica semelhante a do Nc1, porém em granulação bem mais fina. A gênese do Nc2 também sugere a circulação de fluidos sin-tectônicos. Possivelmente a pressão de fluidos teria induzido a ruptura por fraturamento hidráulico e a dilatância em microdescontinuidades do Nc1 gerando o Nc2. A partir disso, conclui-se que o Nc2 é uma banda deformacional cataclástica, a qual foi gerada em um ciclo sísmico sucessivo à geração do Nc1.

O Nc3 apresenta uma granulação mais grossa do que os outros cataclasitos. Além disso, apresenta fragmentos centimétricos e angulosos do Nc1, evidenciando sua geração como posterior. Sua granulação mais grossa e menor porcentagem de matriz sugere que sua gênese foi devido a uma movimentação muito rápida ou ocorreu no final dos sucessivos ciclos sísmicos que geraram os níveis cataclásticos 1 e 2.

Como observado nos cataclasitos em questão, a cimentação sin-tectônica influenciou na reologia dos cataclasitos aqui estudados, principalmente o Nc1 e sua banda deformacional (Nc2). Em termos mais amplos, esse comportamento pode ter afetado toda a reologia da zona de falha, tornando-a uma zona cimentada e mais rígida. Geralmente, os processos de sericitização a partir da quebra do feldspato são reconhecidos como *fault-weakening*, isto é, há a geração de tectonitos ricos em micas facilmente deformáveis cuja sílica em solução foi extraída do meio, como seria o caso dos filonitos. Como os cataclasitos aqui descritos perderam sua coesão *localmente*, é possível que a sílica gerada a partir da sericitização não tenha sido extraída da rocha, migrando localmente e gerando a cimentação sin-tectônica. Essa cimentação faz com a rocha torne-se mais rígida em relação, por exemplo, aos filonitos supracitados. Se a geração desse tipo de cataclasito rígido ocorreu em boa parte da falha, ela pode ter sido enrijecida (*fault-hardening*).

A não observação de deformação intracristalina do quartzo e as feições que sugerem a fragmentação mecânica como um dos principais mecanismos deformacionais indicam que esses cataclasitos se formaram em condições de temperatura inferiores a 300°C (Figura 2).

A sericitização, como afirmado por Evans (1990) pode ocorrer de 250° - 400°C, limitando a gênese desses cataclasitos ao intervalo de 250°-300°C, em condições do fácie sub-xisto verde. Conclui-se que esses cataclasitos se formaram em ambientes de condições metamórficas e que, portanto, não estão em um domínio puramente rúptil, como proposto por Campanha & Ens (1992) ao relacionarem as *brechas cataclásticas silicificadas* à reativação terciária da ZCC com abatimento de bloco.

Se essas rochas estivessem relacionadas à essa reativação terciária, elas estariam em um nível crustal mais raso, fora das condições metamórficas aqui propostas.

O mais provável, portanto, é que esses cataclasitos estejam associados a eventos tardi-brasiliãos da ZCC, quando a falha ainda estava em condições dúcteis-rúpteis. Estas questões poderiam ser melhor esclarecidas através da datação das micas ultrafinas presentes na matriz desses cataclasitos, por métodos radiométricos tais como K/Ar ou Ar/Ar.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blenkinsop T. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Klumwer Academic Publishers, United States of America, 150 pp.
- Brodie K., Fettes D. & Harte B. 2007. Structural terms including fault rock terms. Disponível em www.bgs.ac.uk/scmr. Acessado em 27 de julho de 2010.
- Campanha G.A.C. & Ens H.H. 1992. Análise morfotectônica integrada do Sudeste Brasileiro, área do Planalto do Juqueriquerê. São Paulo, IPT. 42 p. (relatório inédito 29991).
- Campanha G.A.C., Ens H.H., Poçano W.L. 1994. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Rev. Ata. Geoc.*, **24**: 32-42.
- Campanha G.A.C.. Ens H.H. 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. In: Série Científica, *Boletim IGC-USP*, **27**: 41-49.
- Chester F. M., Friedman M., LOGAN, J. M. 1985. Foliated cataclasite. *Tectonophysics*, **111**: 139-146.
- Coutinho J.M.V., Ens H.H., Rodrigues E.P. & Tassinari C.C.G. 1991. Mafic dyke swarms in the northern coast of São Paulo, Brazil (a preliminary report). In: International Symposium on Mafic Dykes, 1991, São Paulo. *Extended Abstracts*. IG-USP/SBGq, p. 111-115.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. 2004. *Rock-forming minerals: micas*. Geological Society, London, 765 pp.
- Dias Neto C. M. 2001. *Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 160 p.
- Evans J. P. 1990. Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of granitic rocks. In: R.J. KNIFE, E.H. RUTTER (eds.) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society **54**: 29-39.
- Higgins M. W. 1971. Cataclastic Rocks. In: *Professional Paper*, United States Geological Survey, 687, 97 p.

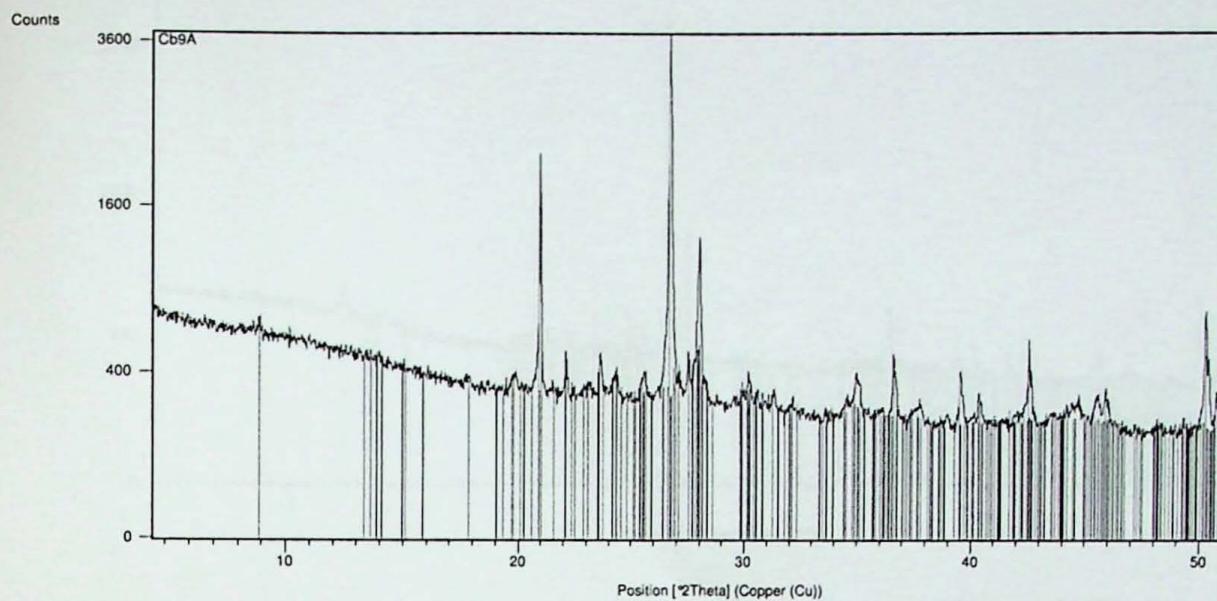
- Imber J., Holdsworth R. E., Butler C.A., Lloyd G.E. 1997. Fault zone weakening processes along the reactivated Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. *Journal of the Geological Society* **154**: 105-109.
- Killick A. M. 2003. Fault rock classification: an aid to structural interpretation in mine and exploration geology. *South African Journal of Geology*, **106**: 395-402.
- Lin A. 1999. S-C cataclasite in granitic rock. *Tectonophysics*, **304**: 257-273.
- Magloughlin J. F. & Spray J. G. 1992. Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics*, **204**: 197-204.
- Maffra C.Q.T. 2000. *Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 113 p.
- Morais S.M. 1999. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil: Integração Geológica da Folha Santos SF.23-Y-D. São Paulo, CPRM, escala 1:250.000.
- Passchier C. W. & Trouw R. A. J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 366 pp.
- Rotevatn A., Torabi A., Fossen H., Braathen A. 2008. Slipped deformations bands: A new type of cataclastic deformation bands in Western Sinai, Suez Rift, Egypt. *Journal of Structural Geology* **30**: 1317-1331.
- Sibson R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London* **133**: 191-213.
- Sibson R. H. 1986. Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquakes rupturing. *Pure and Applied Geophysics* **124**: 159-175.
- Sibson R. H. 1989. Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology* **11**: 1-14.
- Sibson R. H. 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics* **29**: 469-499.
- Silva A.T.S.F., Algarte J. P., Chiodi C.F., Chiodi D.K., Fernandes N.A. 1977. O Complexo Bairro do Marisco (Caraguatatuba-SP). In: SBG, Simp. Geol. Regional, 1, Anais, p.74-90.
- Scholz C. H. 1991. *The mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 439p.
- Scholz C. H. 2002. *The mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 2^a Ed., 473p.
- Schmid S. M. & Handy M. R. 1991. Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: D. W. Muller, J. A. Mackenzie & H. Weissert (eds.) *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, p.: 339-361.
- Snoke A. W., Tullis J., Todd V.R. 1998. *Fault-related rocks*. Princeton University Press, Princeton, 613 pp.
- Spry A. 1969. *Metamorphic Textures*. Pergamon, London, 350 pp.

- Spray A. 1995. Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? *Geology* **23**: 1119-1122.
- Waters A. C. & Campbell C. D. 1935. Mylonites from the San Andreas fault zone. *American Journal of Science* **174**: 473-503.
- White S. H. & Knipe R. J. 1978. Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society of London* **135**: 513-516.
- Tassinari C.C.G. 1988. Idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 236 p.
- Tassinari C.C.G. & Campos Neto M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State: based on isotopic evidences. *Geochemica Brasiliensis*, **2** (2): 175-183.
- Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma D. J. 2010. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer-Verlag, Berlim, 322 pp.
- Woodcock N. H. & Mort K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geolog. Mag.*, **145** (3): 435-440.
- Zalán P. V. & Oliveira J. A. B. 2005. *Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil*. In: Petrobrás, Rio de Janeiro, *Boletim*, **13**: 269-300.

ANEXOS

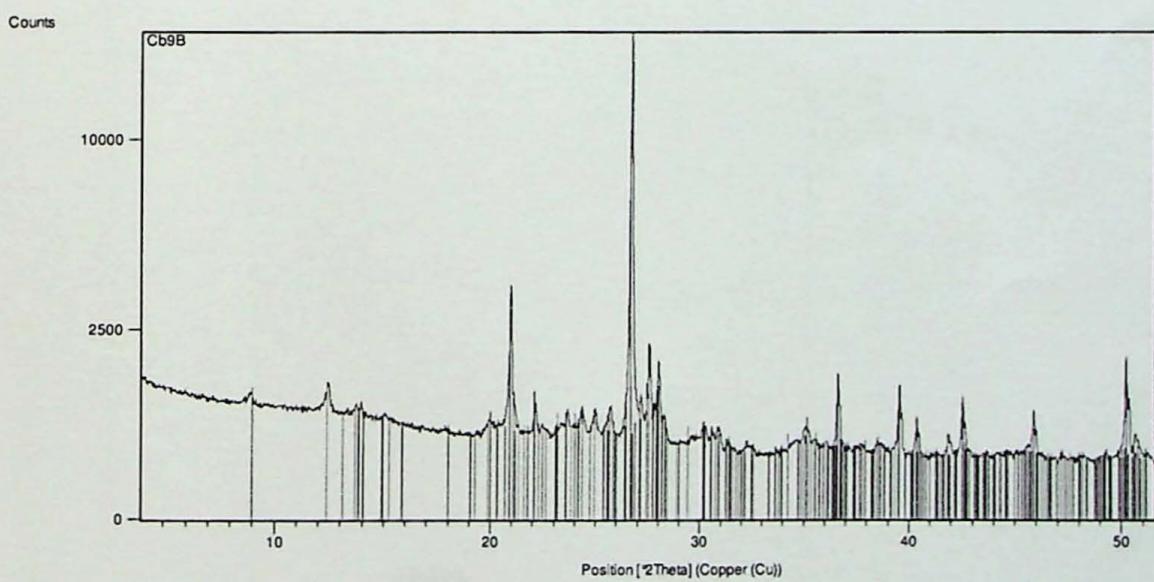
ANEXO I - Difratogramas ajustados e listas de picos

Nível Cataclástico 1



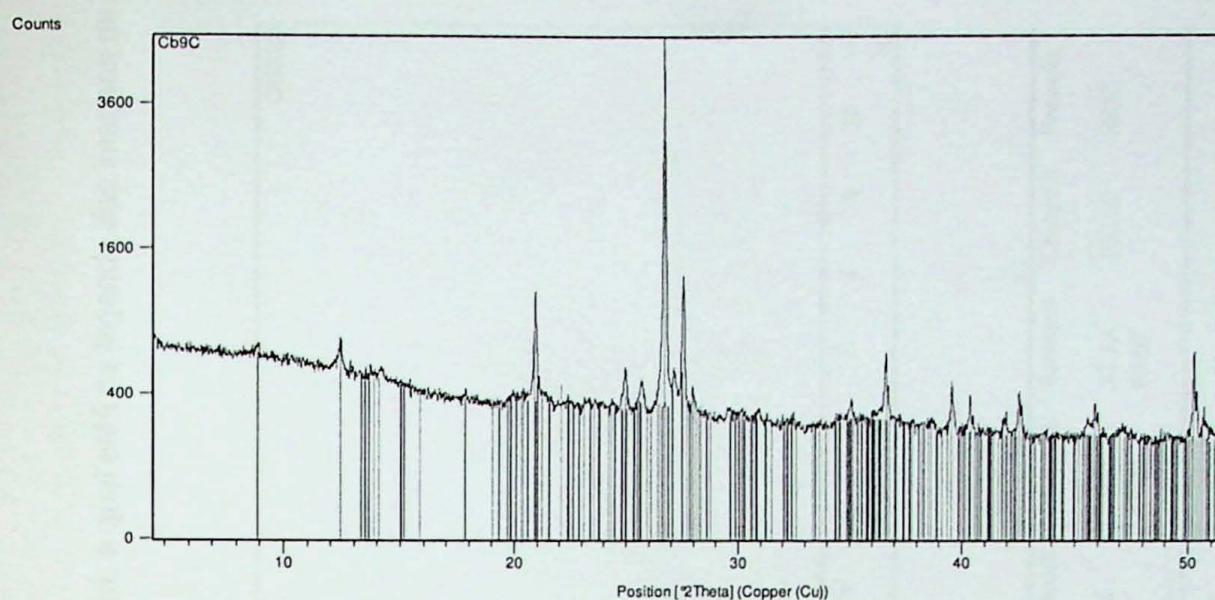
Peak List
Quartz low
Albite
Microlite intermediate
Phenopyrite 2M1, Fe-rich

Nível Cataclástico 2



Peak List
Quartz low
Albite
Microlite maximum
Muscovite 2JTM/RG#1
Kaolinite #101A/Hu

Nível Cataclástico 3

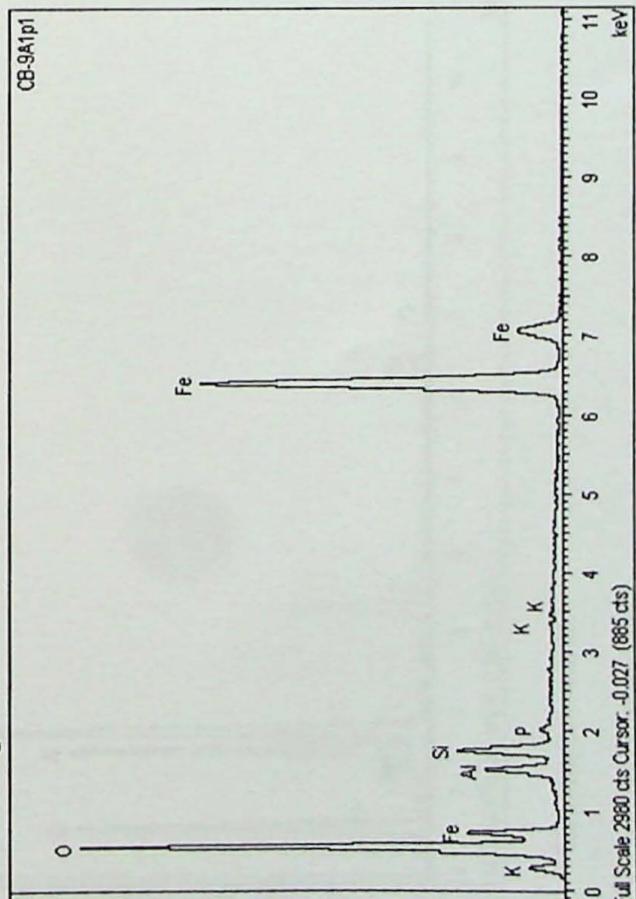


Peak List	
Quartz low	
Microcline, intermediate	
Kaolinite 1:1TA:RG	
Albite	
Phengite 2M1 Fe-rich	

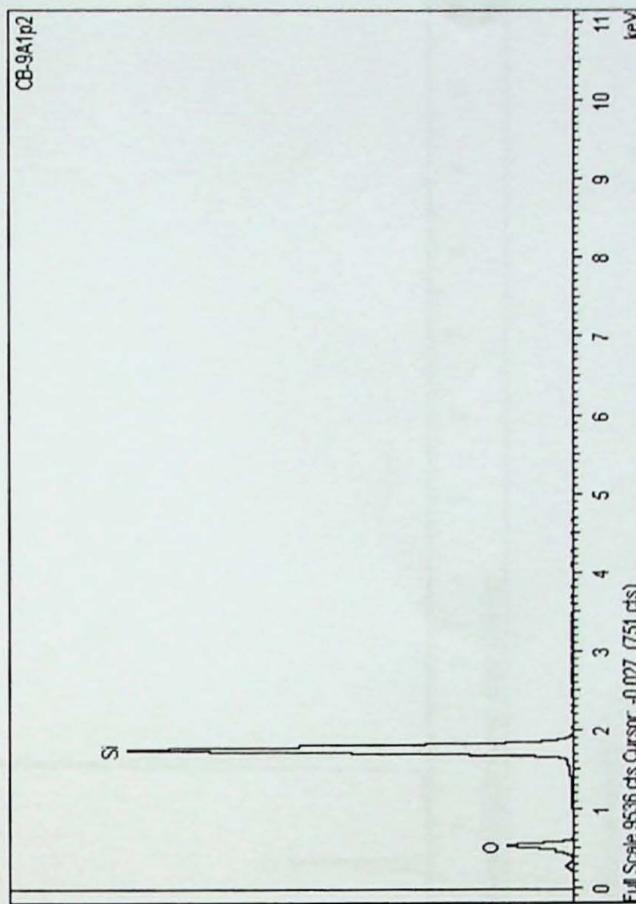
ANEXO II - Análises pontuais (EDS) de MEV.

No canto superior de cada difratograma há a identificação das análises das imagens de MEV.

Hematita/goethita



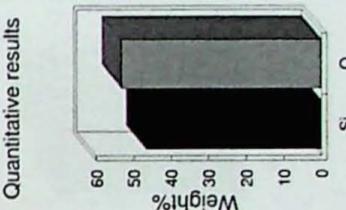
Quartzo



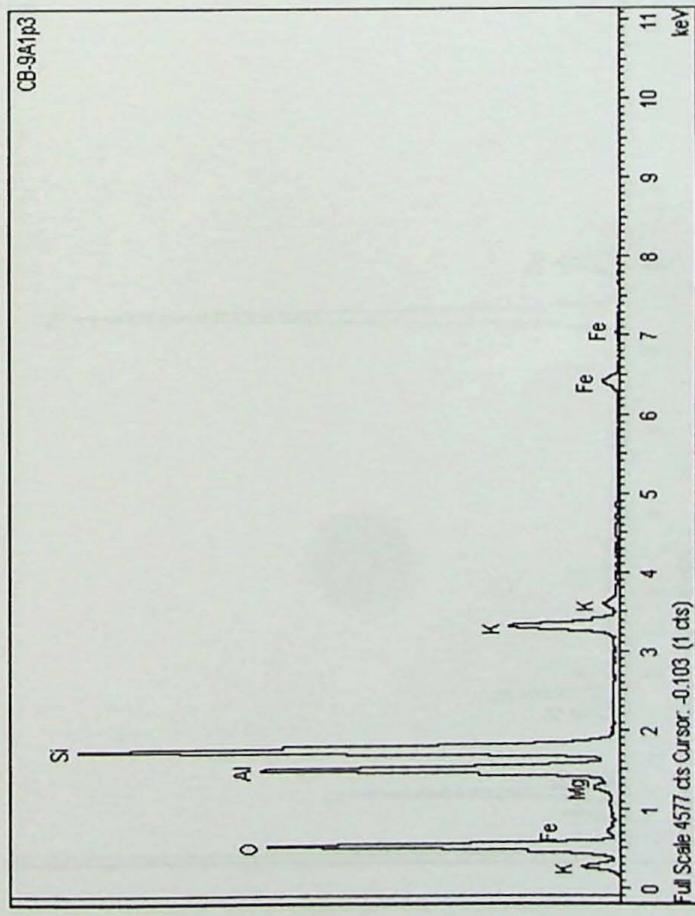
Quantitative results

Element	Weight %	Atomic %	Compd	Formula
Al K	3.53	3.80	6.67	Al ₂ O ₃
Si K	4.33	4.48	9.26	SiO ₂
P K	0.40	0.37	0.91	P ₂ O ₅
K K	0.00	0.00	0.00	K ₂ O
Fe K	58.16	30.29	83.16	Fe ₂ O ₃
O	33.58	61.05		
Totals	100.00			

Quantitative results



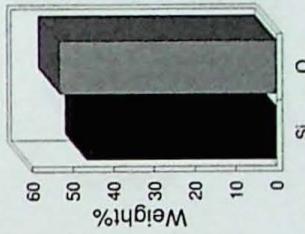
Muscovita



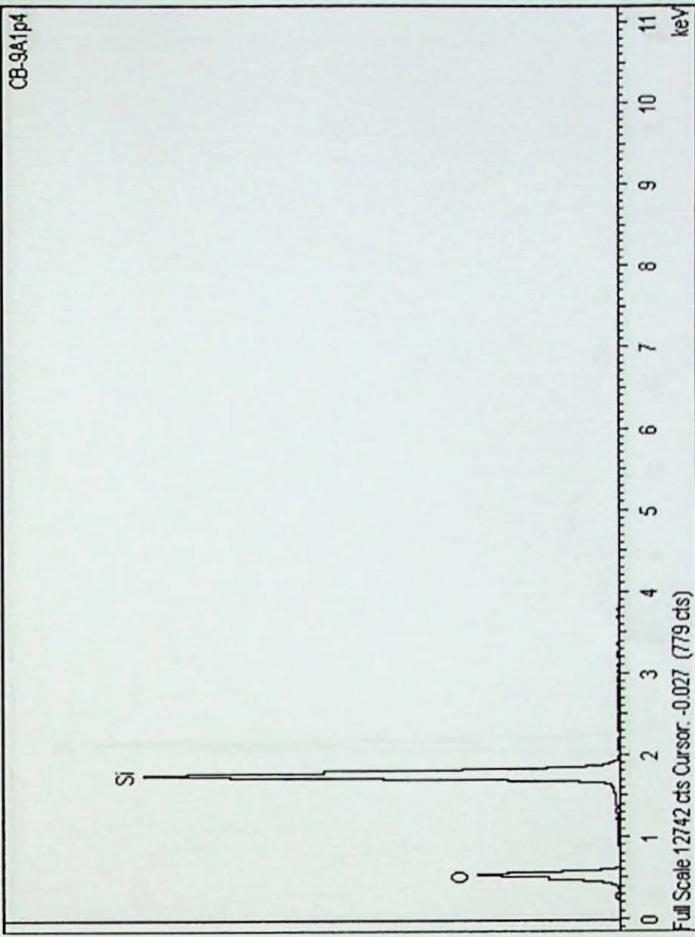
Quantitative results

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg	0.78	0.68	1.29	MgO
Al	15.66	12.36	29.58	Al ₂ O ₃
Si	25.34	19.22	54.21	SiO ₂
K	8.14	4.43	9.80	K ₂ O
Fe	3.58	1.37	5.12	Fe ₂ O ₃
O	46.51	61.94		
Totals	100.00			

Quantitative results



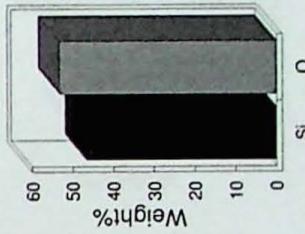
Quartzo



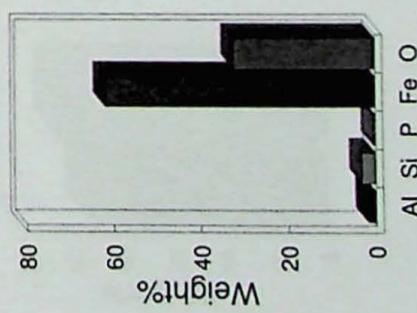
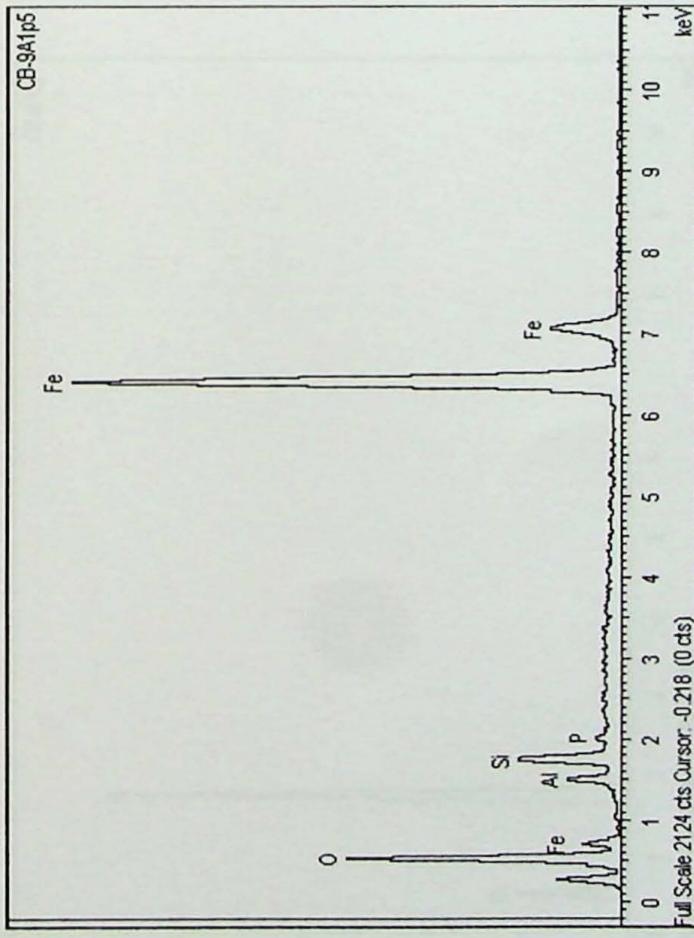
Quantitative results

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Si	46.74	33.33	100.00	SiO ₂
K	53.26	66.67		
O	Totals	100.00		

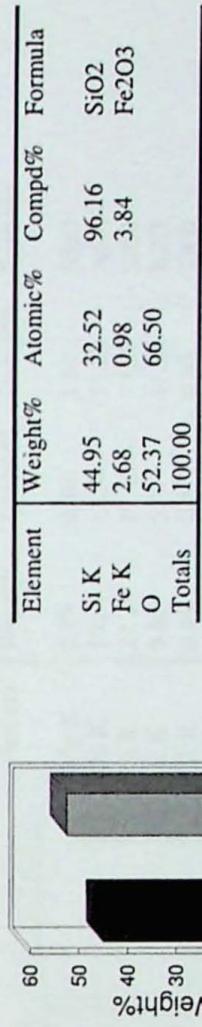
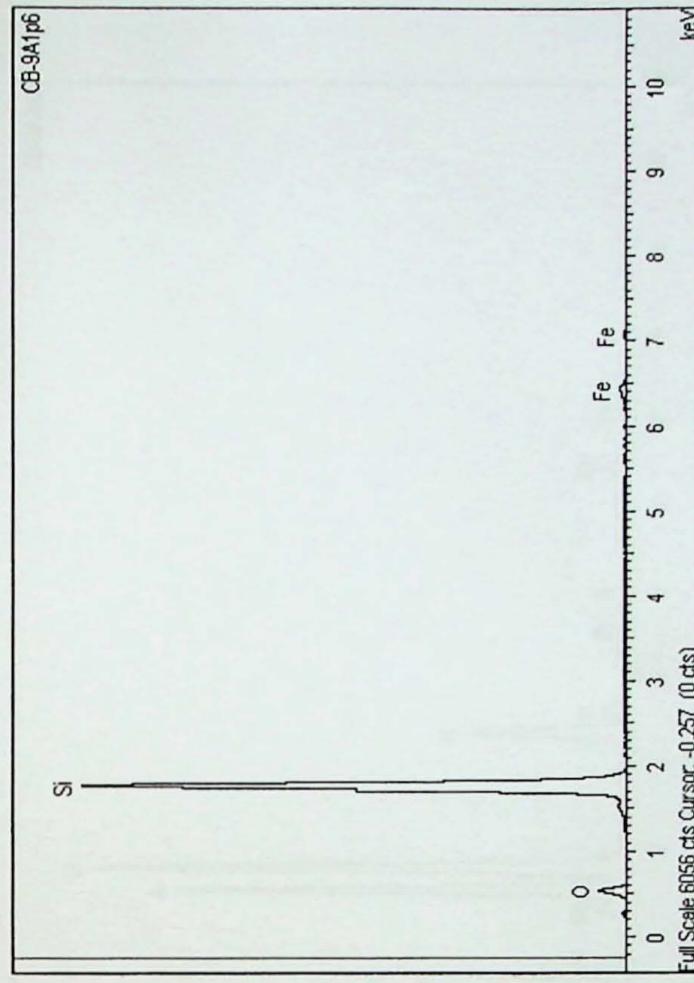
Quantitative results



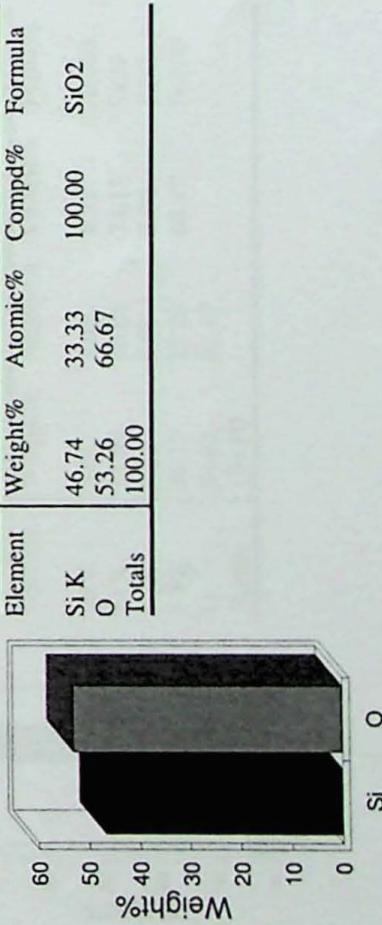
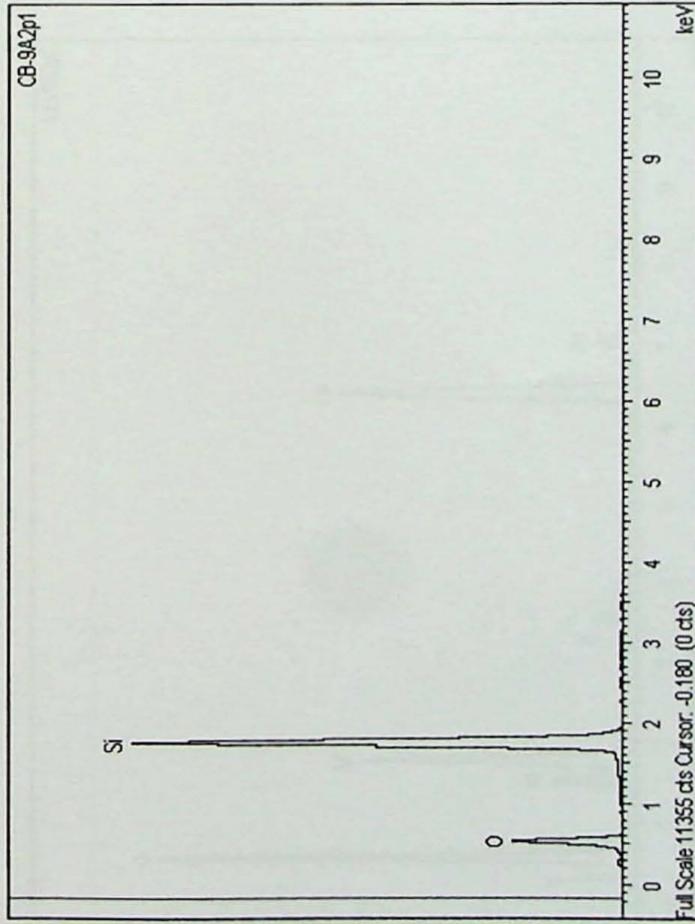
hematita/goethita



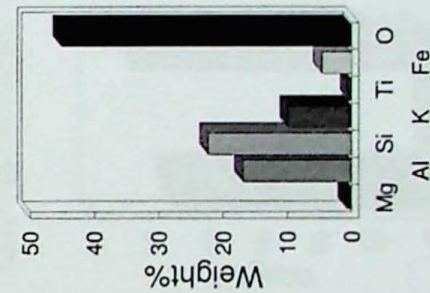
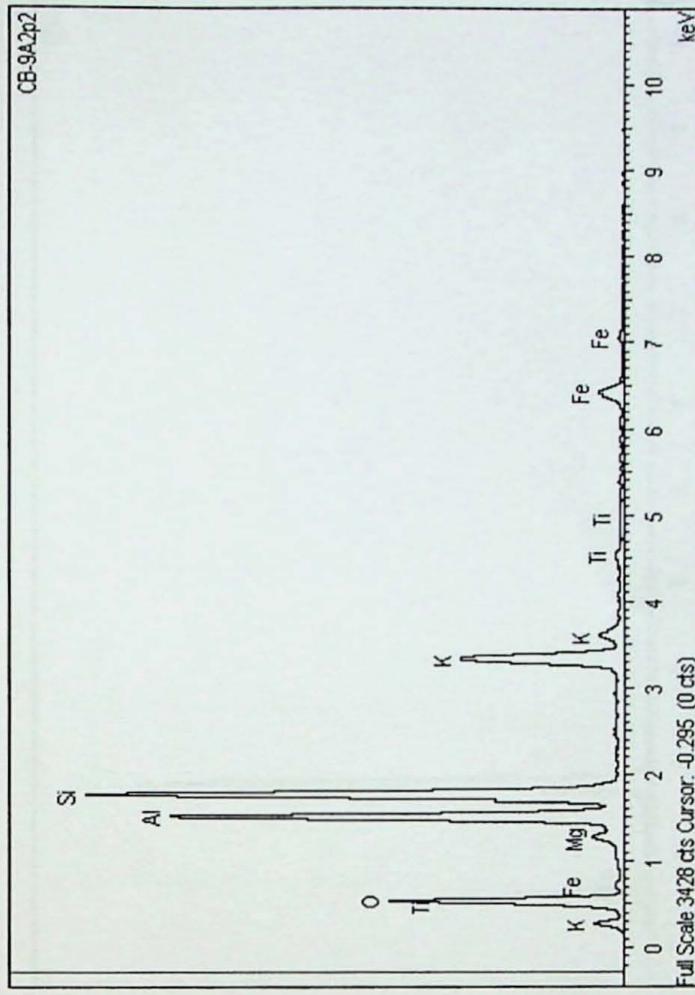
Quartz



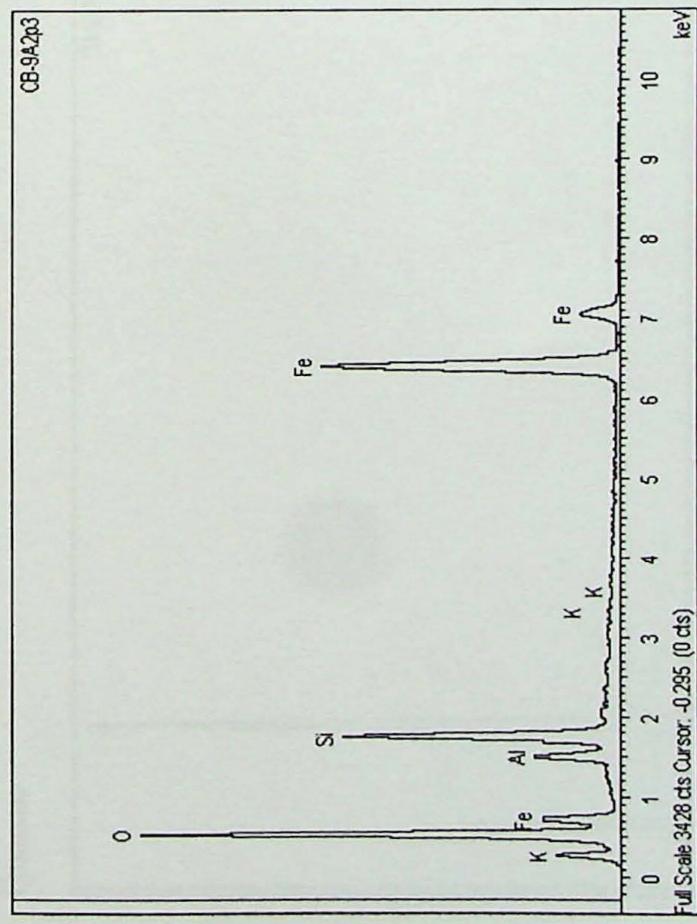
Quartzo



Muscovita

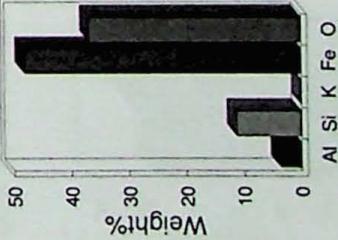


Hematita/Goethita

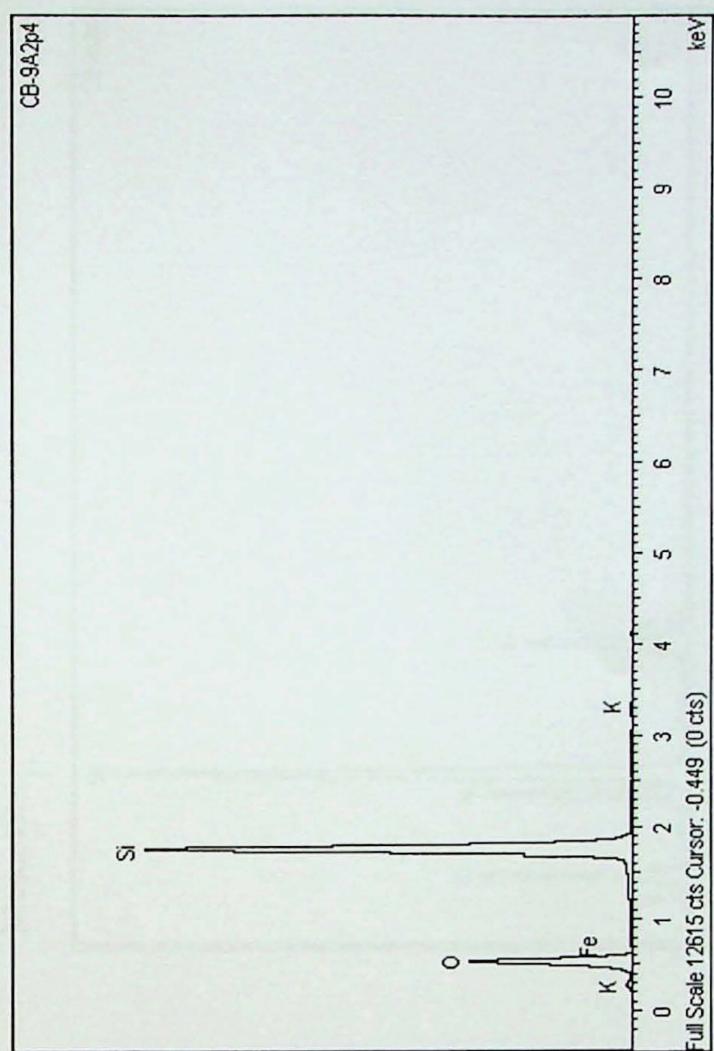


Quantitative results

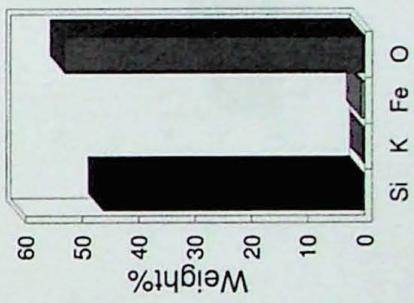
Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al K	3.68	3.68	6.95	Al ₂ O ₃
Si K	11.30	10.86	24.17	SiO ₂
K K	0.00	0.00	0.00	K ₂ O
Fe K	48.17	23.29	68.87	Fe ₂ O ₃
O	36.85	62.17		
Totals	100.00			



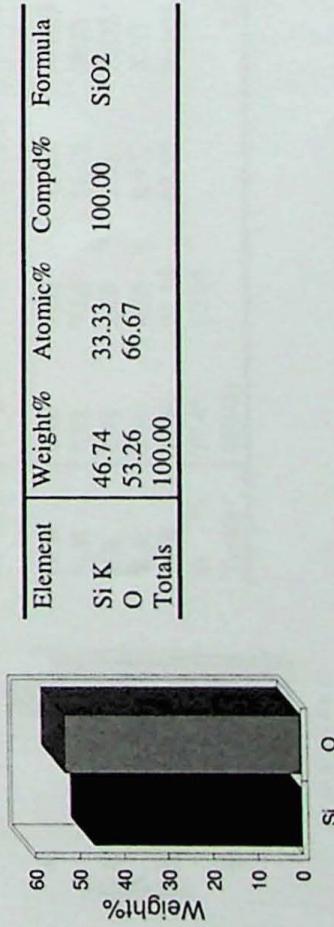
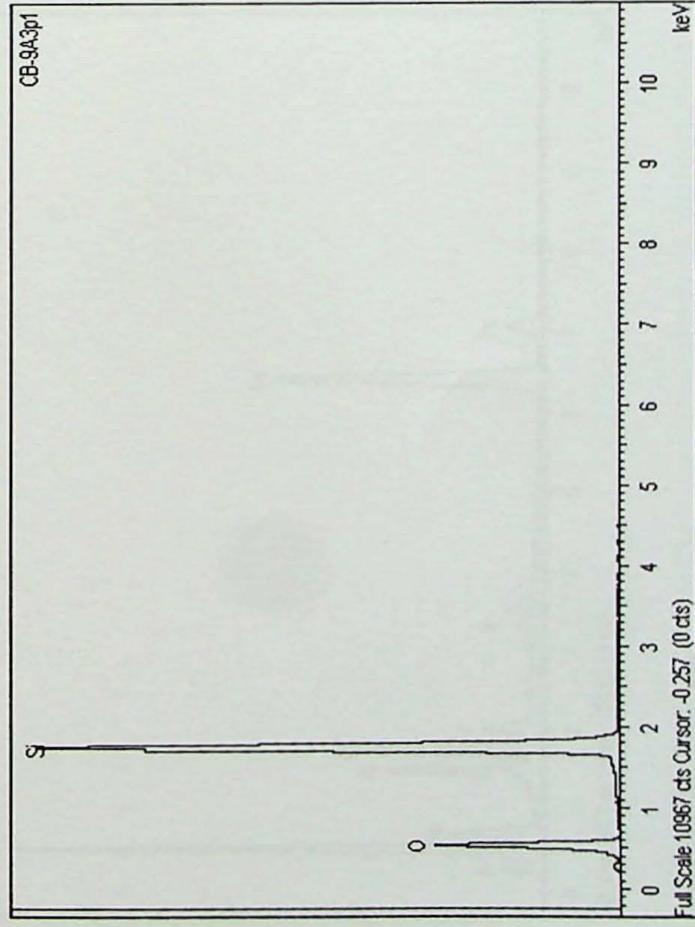
Quartz



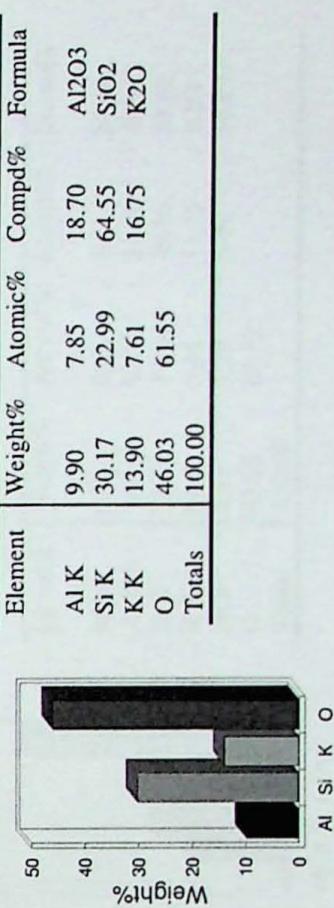
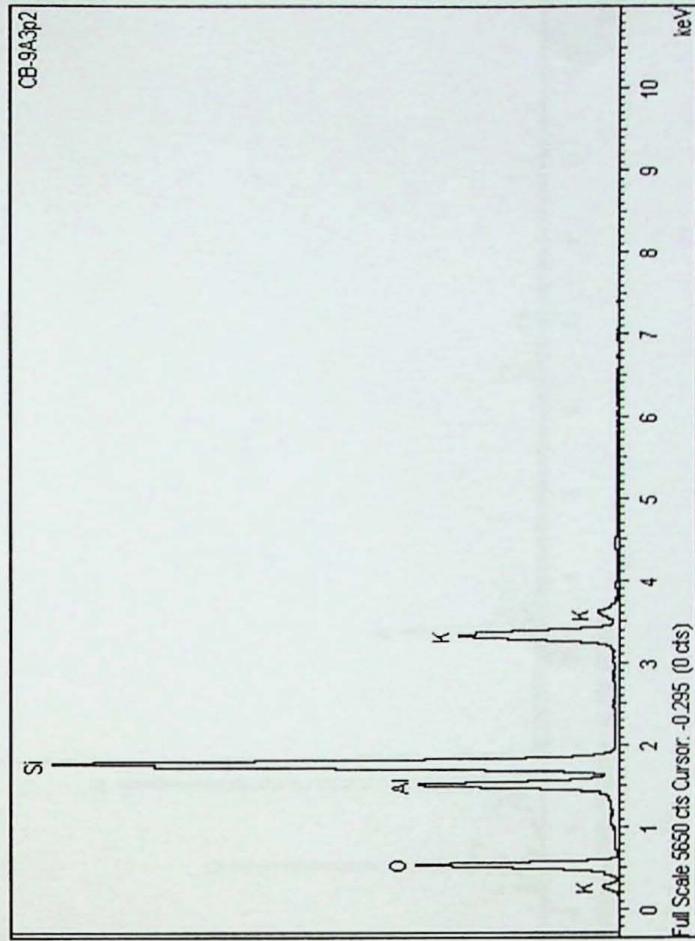
Quantitative results



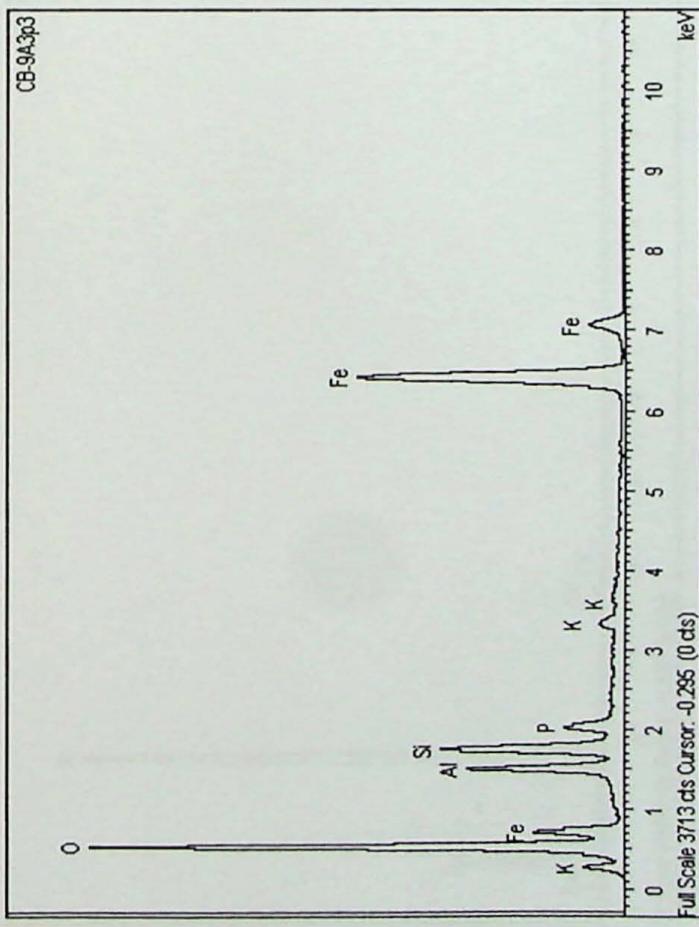
Quartzo



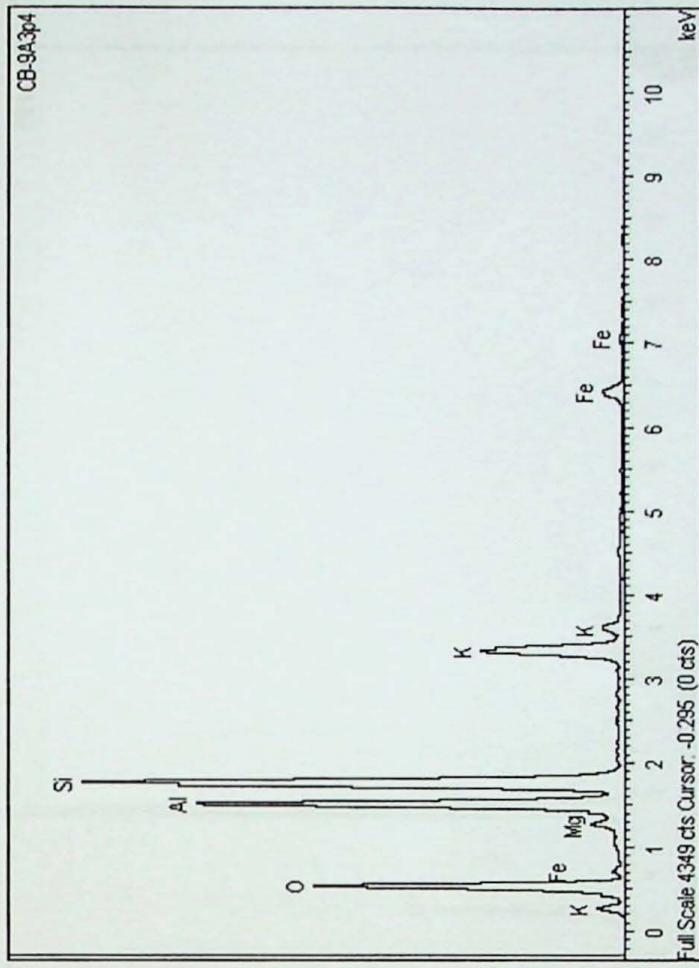
Muscovit



hematita/goethite

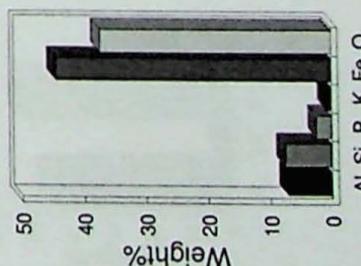
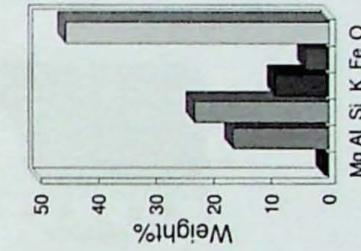


Muscovita

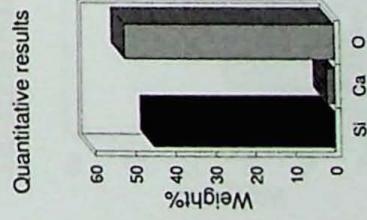
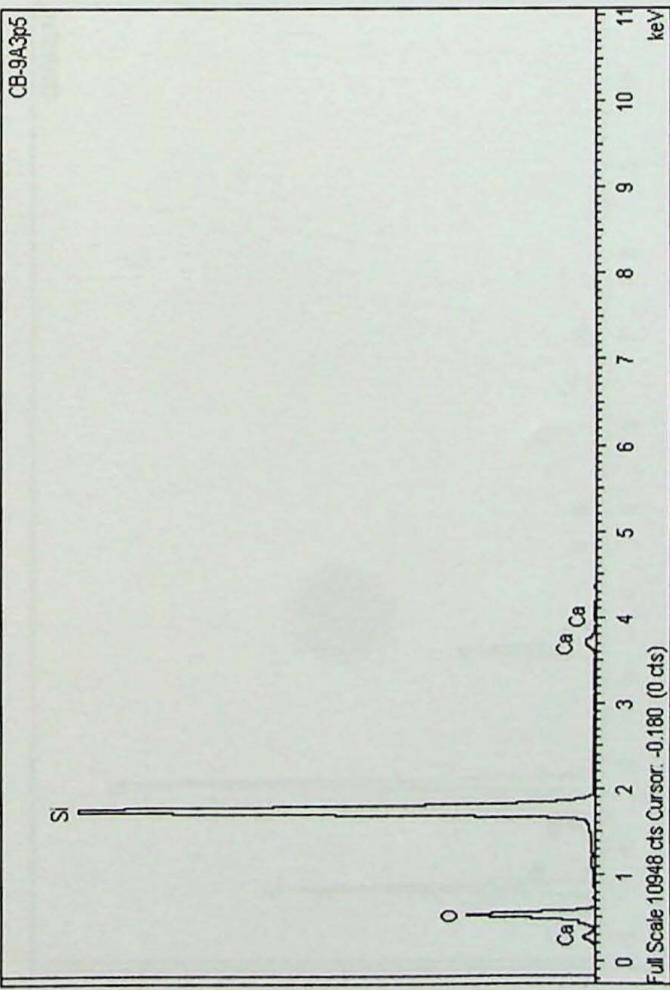


Quantitative results

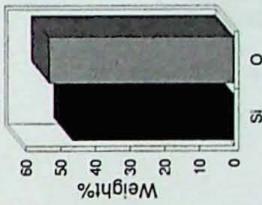
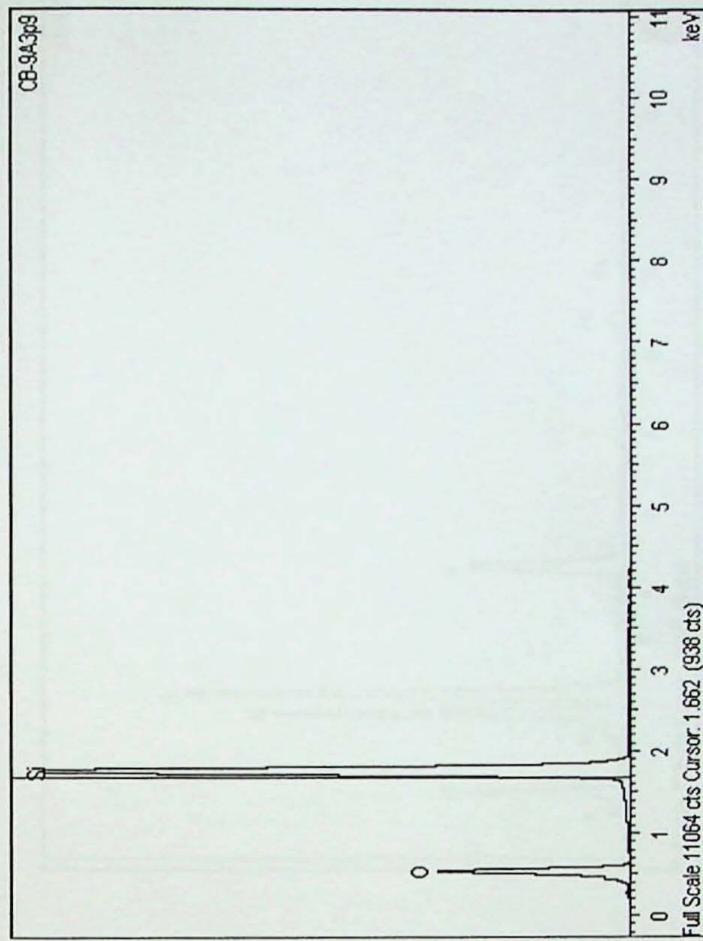
Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al K	7.16	7.03	13.52	Al ₂ O ₃
Si K	7.57	7.14	16.19	SiO ₂
P K	2.43	2.08	5.56	P ₂ O ₅
K K	0.81	0.55	0.97	K ₂ O
Fe K	44.59	21.16	63.75	Fe ₂ O ₃
O	37.45	62.04		
Totals	100.00			



quartzo

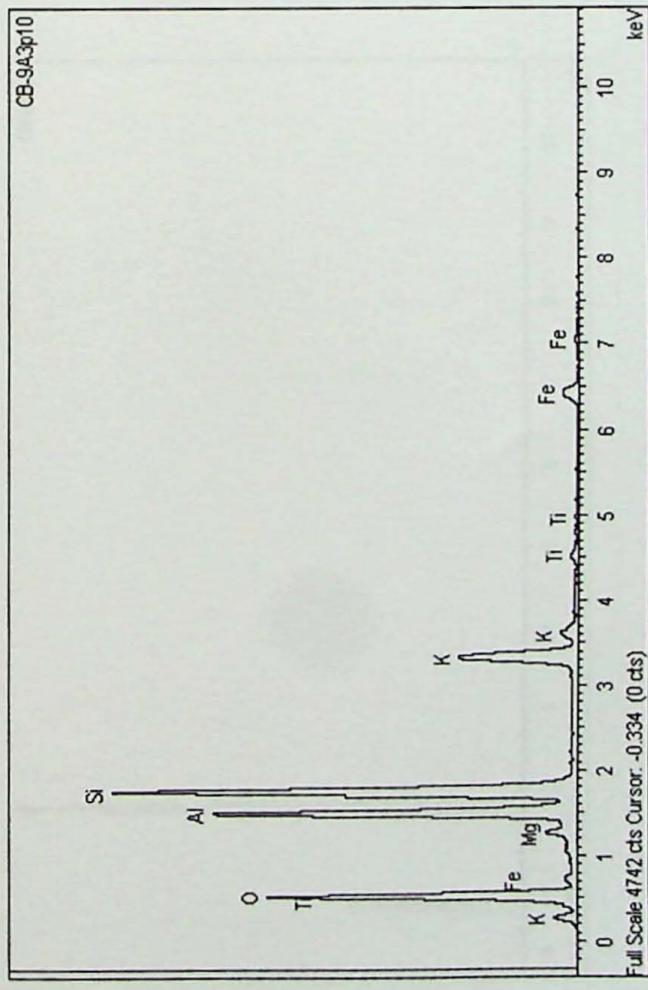


quartzo

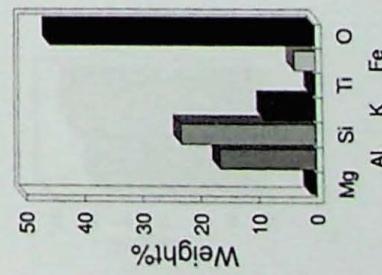


muscovita

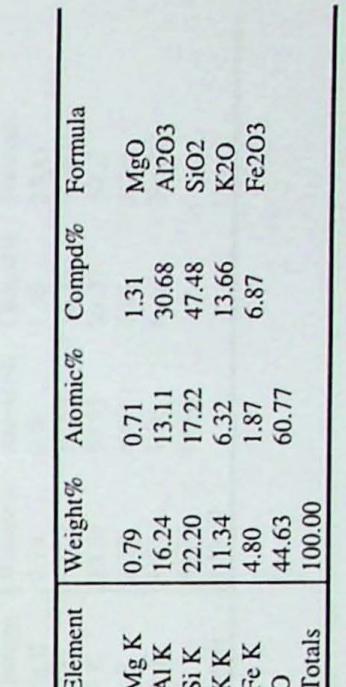
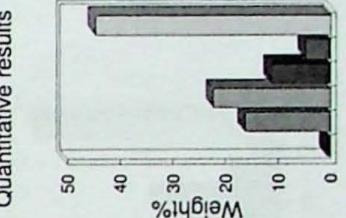
Muscovita



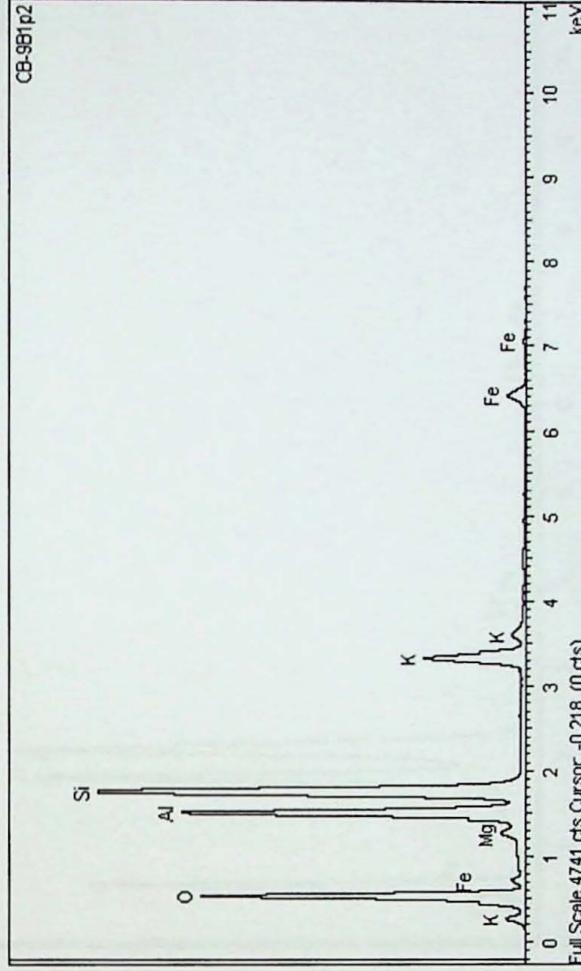
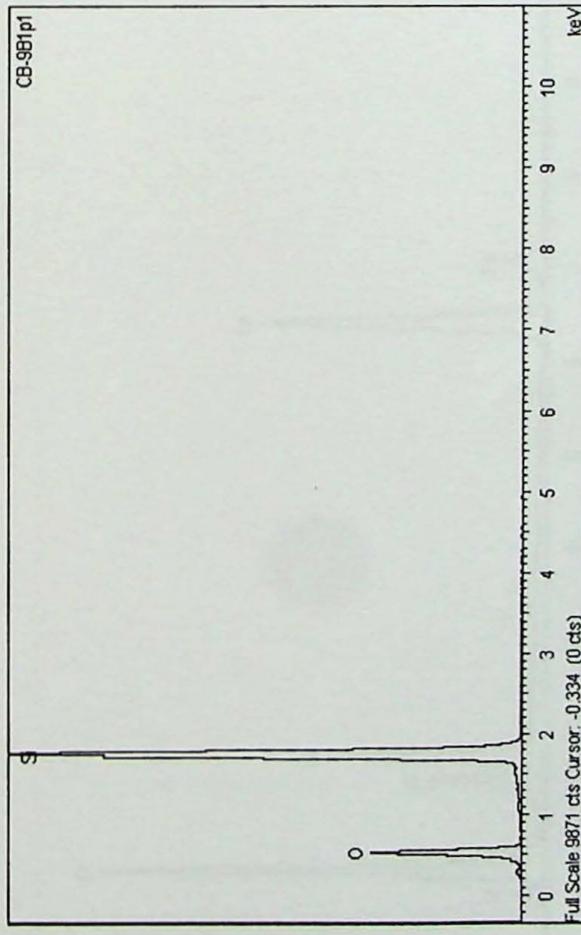
Quantitative results



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg	1.05	0.93	1.74	MgO
Al	16.62	13.22	31.41	Al ₂ O ₃
Si	23.27	17.78	49.78	SiO ₂
Ti	8.95	4.91	10.78	K ₂ O
K	0.64	0.29	1.06	TiO ₂
Fe	3.66	1.41	5.23	Fe ₂ O ₃
O	45.81	61.46		
Totals	100.00			

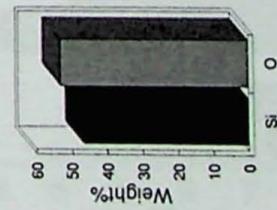


quartzo



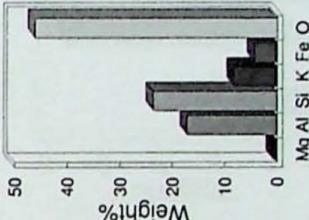
Muscovita

Quantitative results



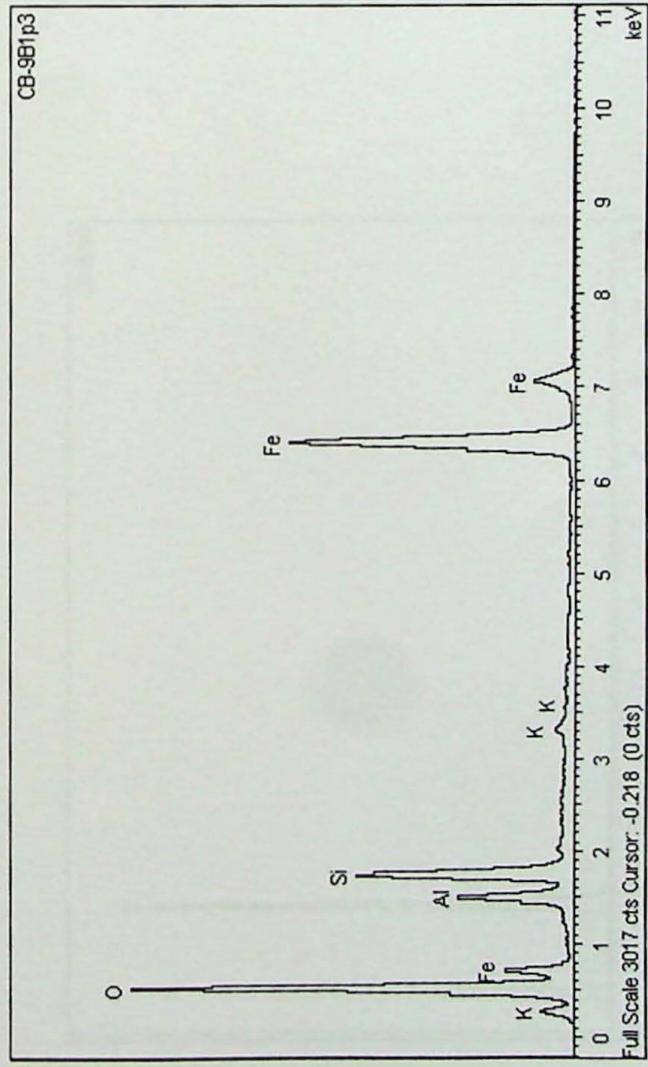
Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Si	46.74	33.33	100.00	SiO ₂
O	53.26	66.67		
Totals	100.00			

Quantitative results

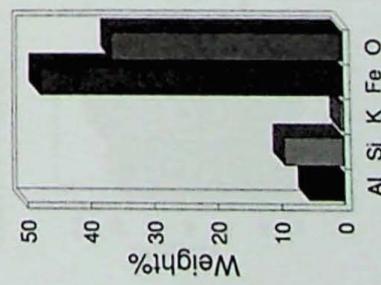


Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Mg	0.79	0.69	1.30	MgO
Al	17.11	13.58	32.33	Al ₂ O ₃
Si	23.51	17.93	50.30	SiO ₂
K	8.20	4.49	9.88	K ₂ O
Fe	4.33	1.66	6.19	Fe ₂ O ₃
O	46.06	61.65		
Totals	100.00			

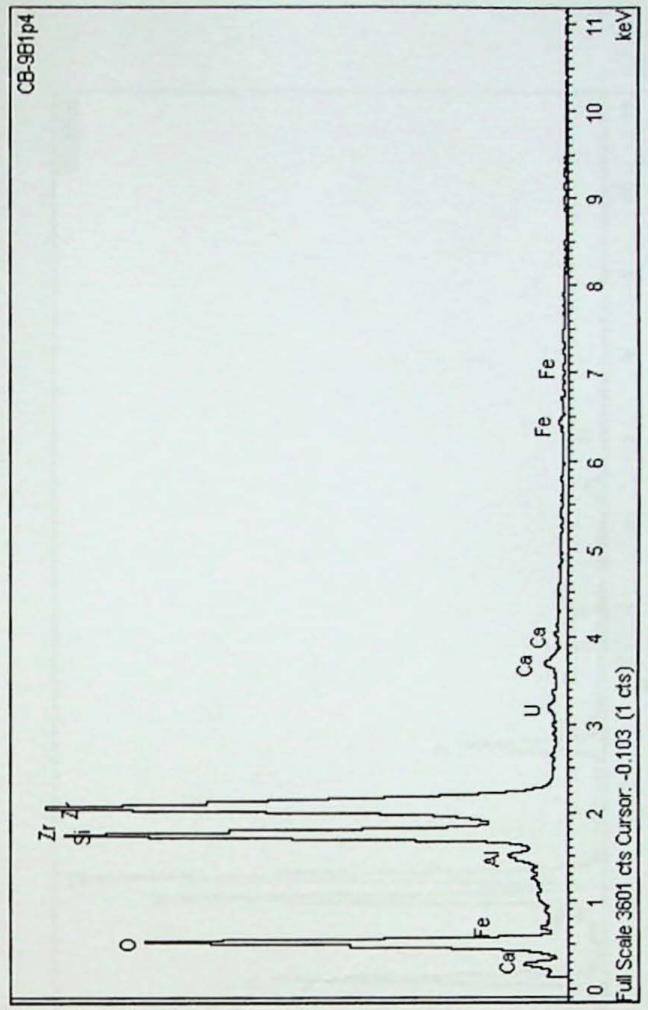
Hematita/goethite



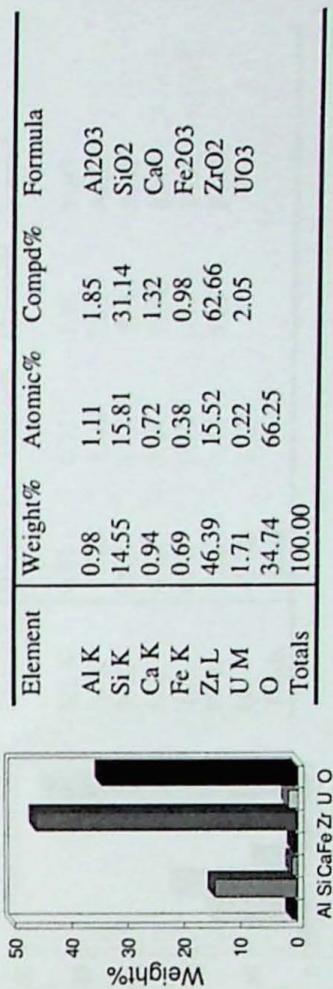
Quantitative results



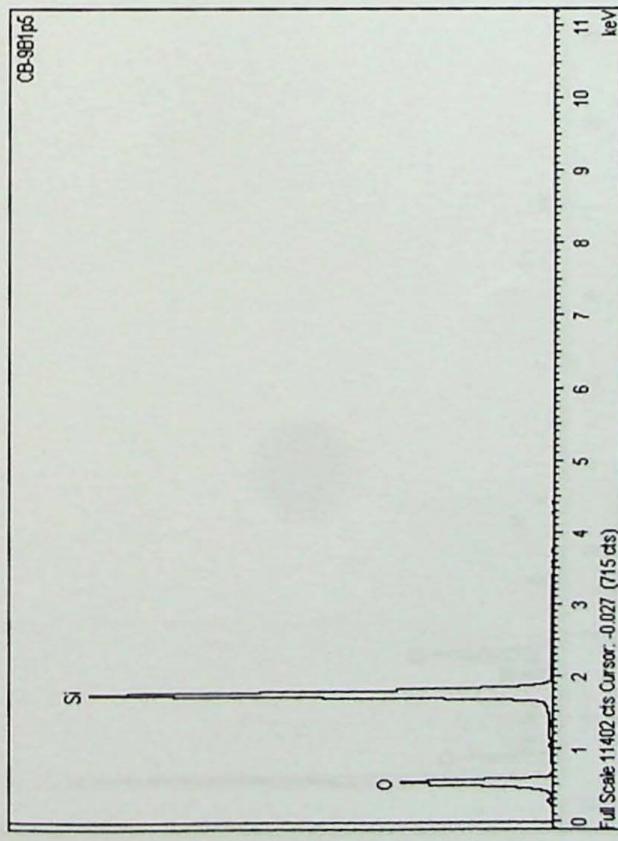
Zircão



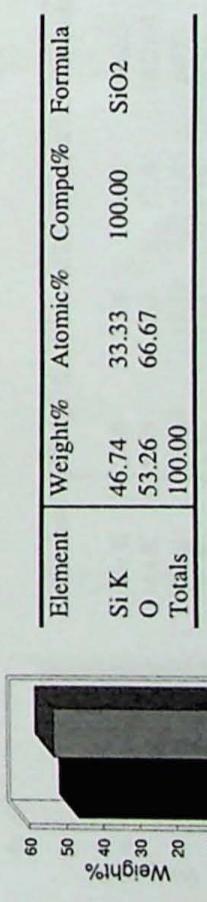
Quantitative results



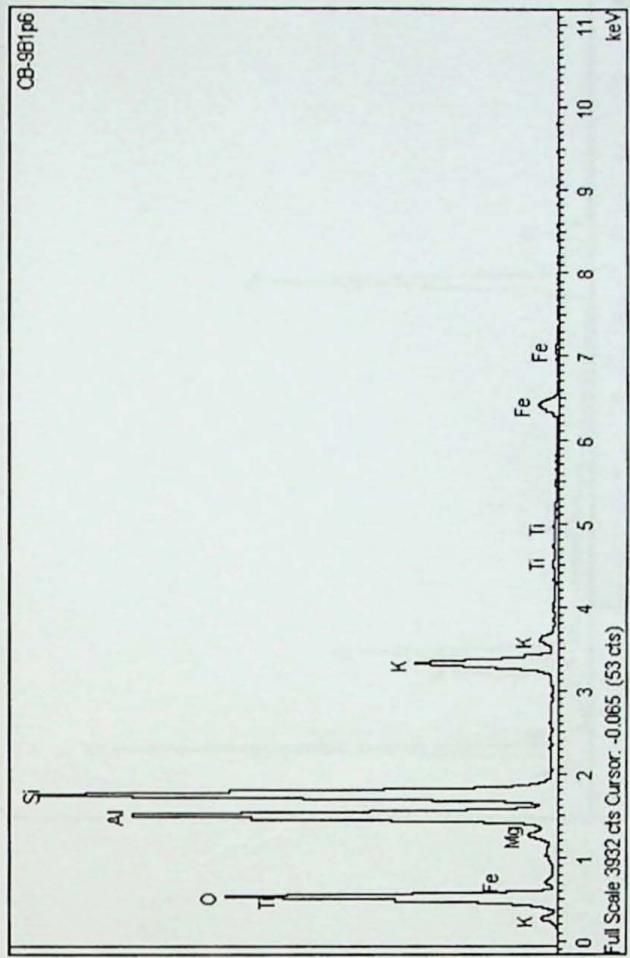
quartz



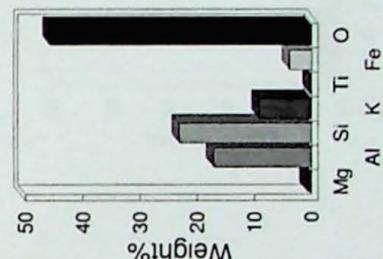
Quantitative results



Muscovita

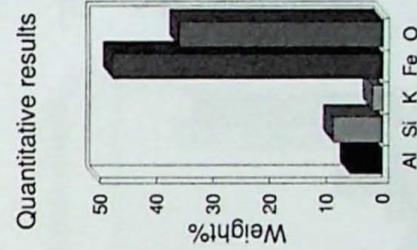
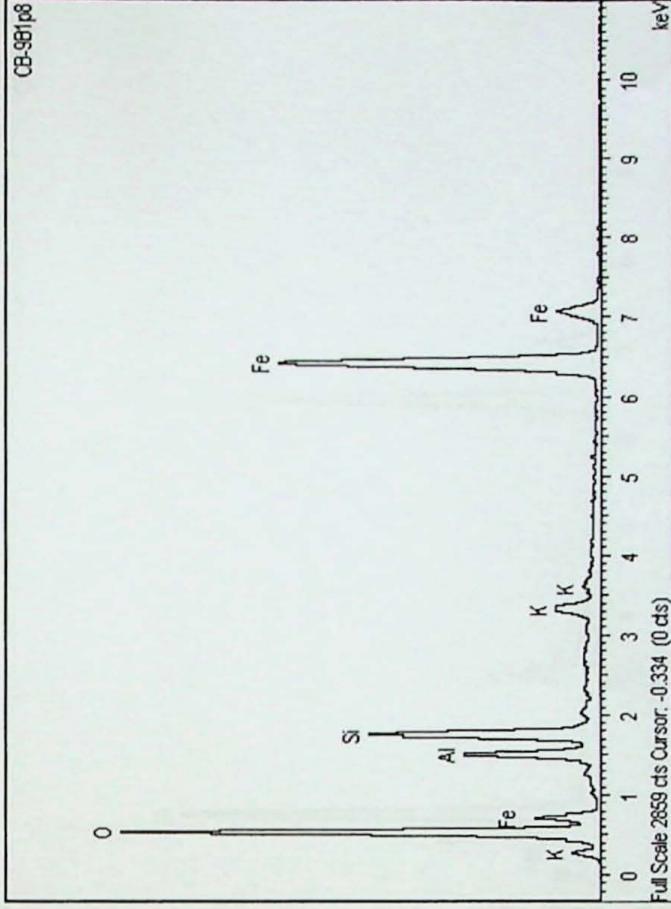
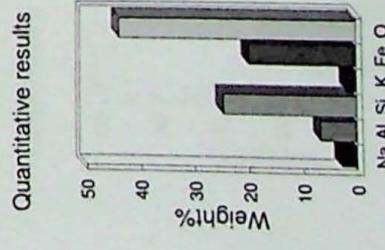
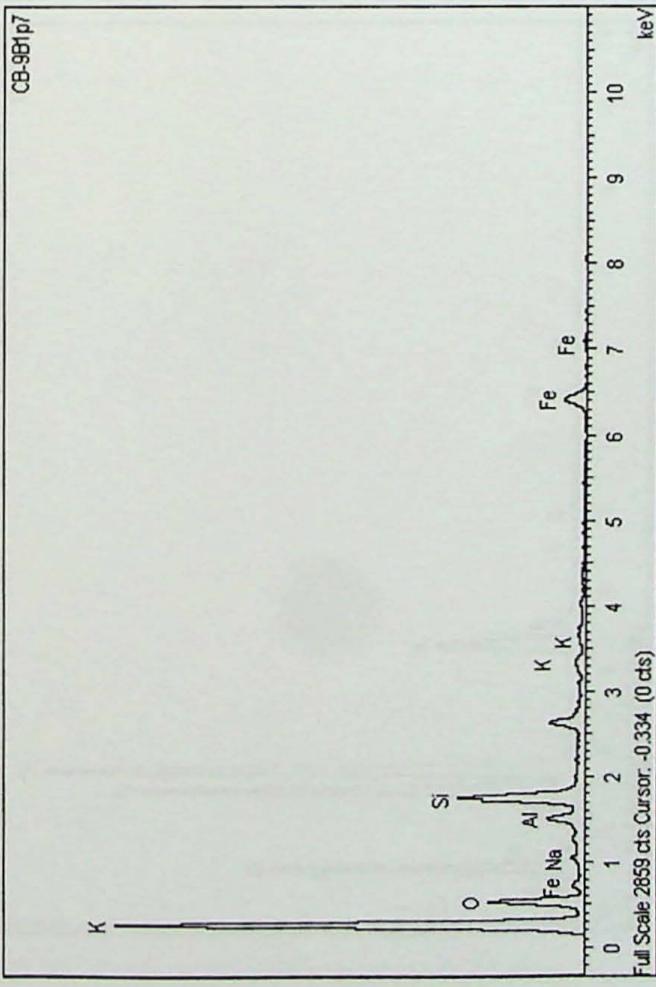


Quantitative results

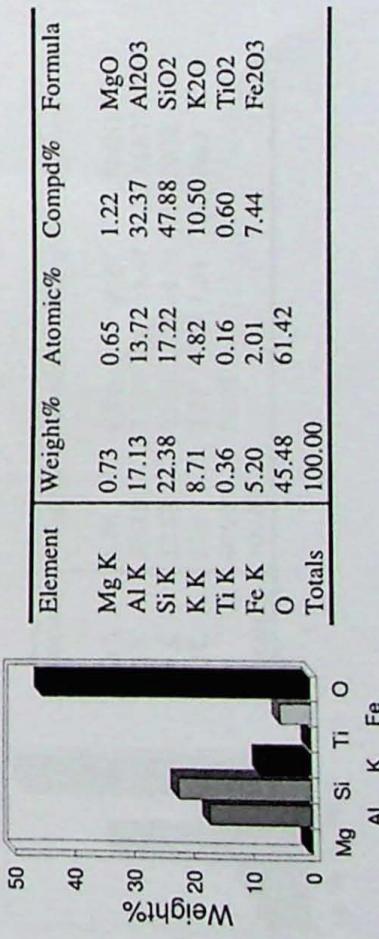
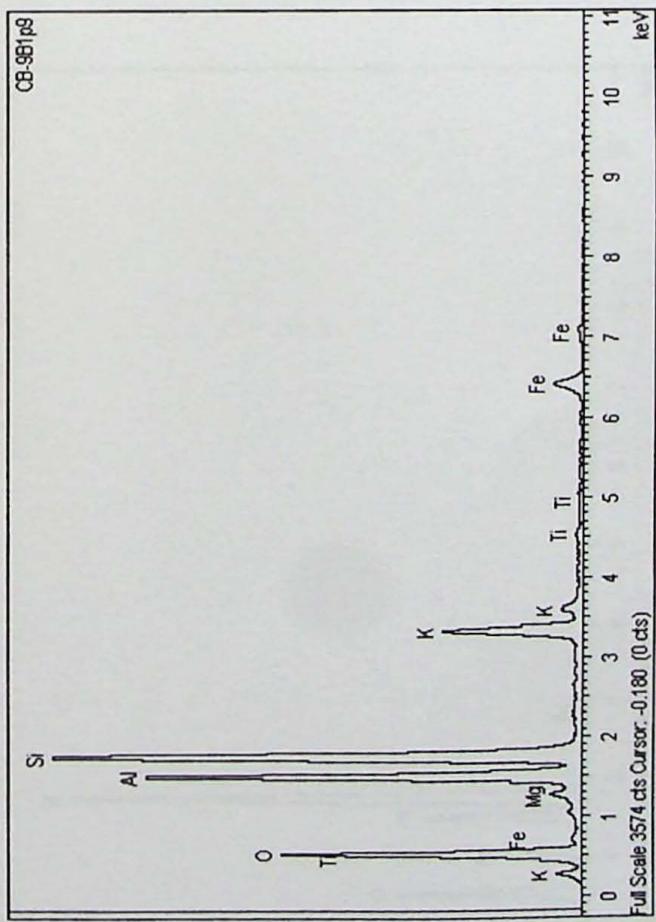


buraco

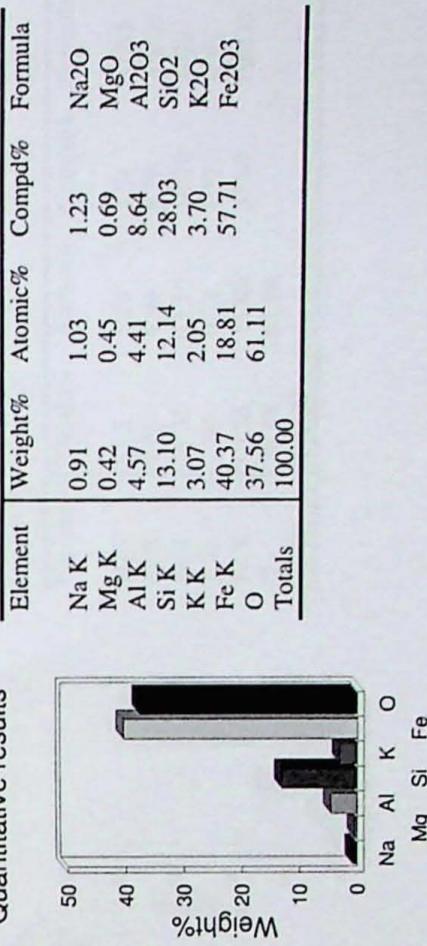
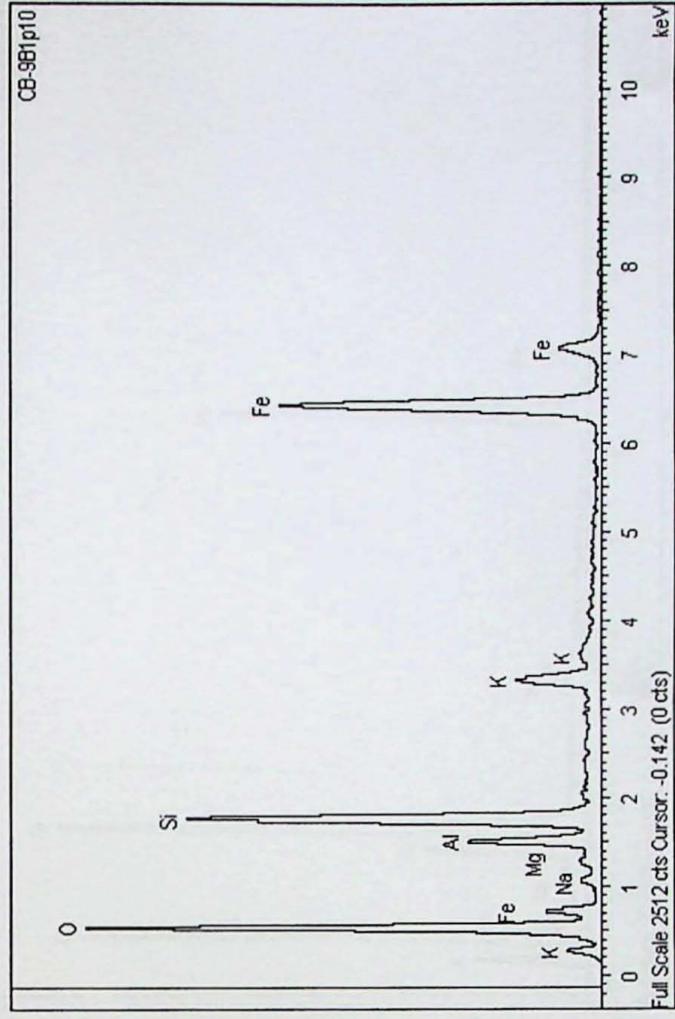
Hematita/Goethita



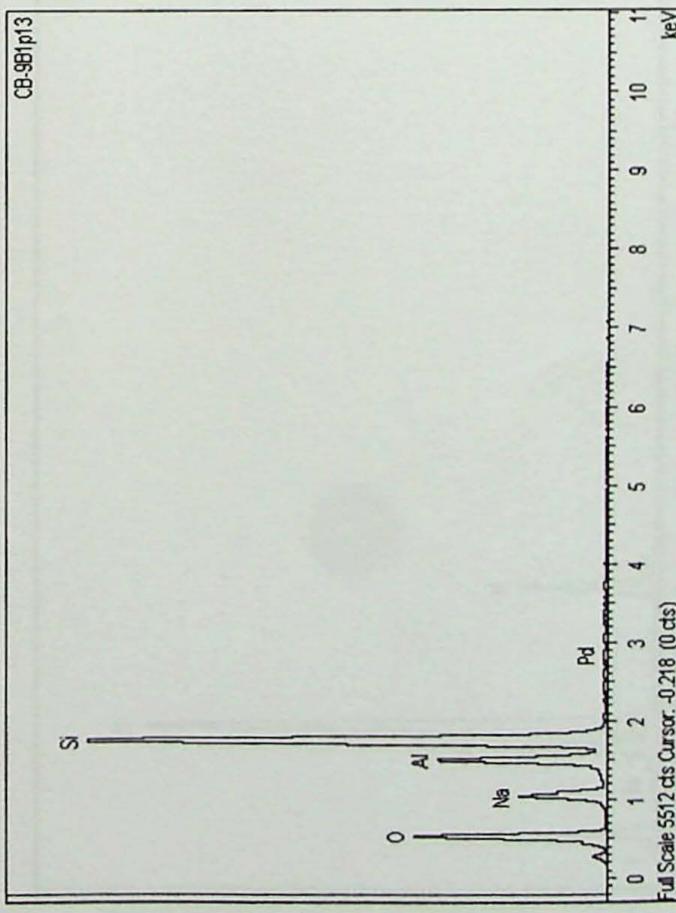
muscovita



Hematita/Goethita

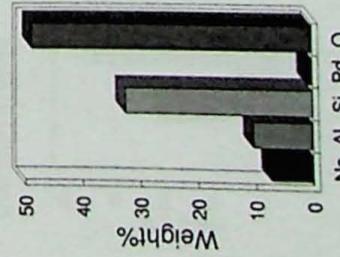


Plagioclásio – albita

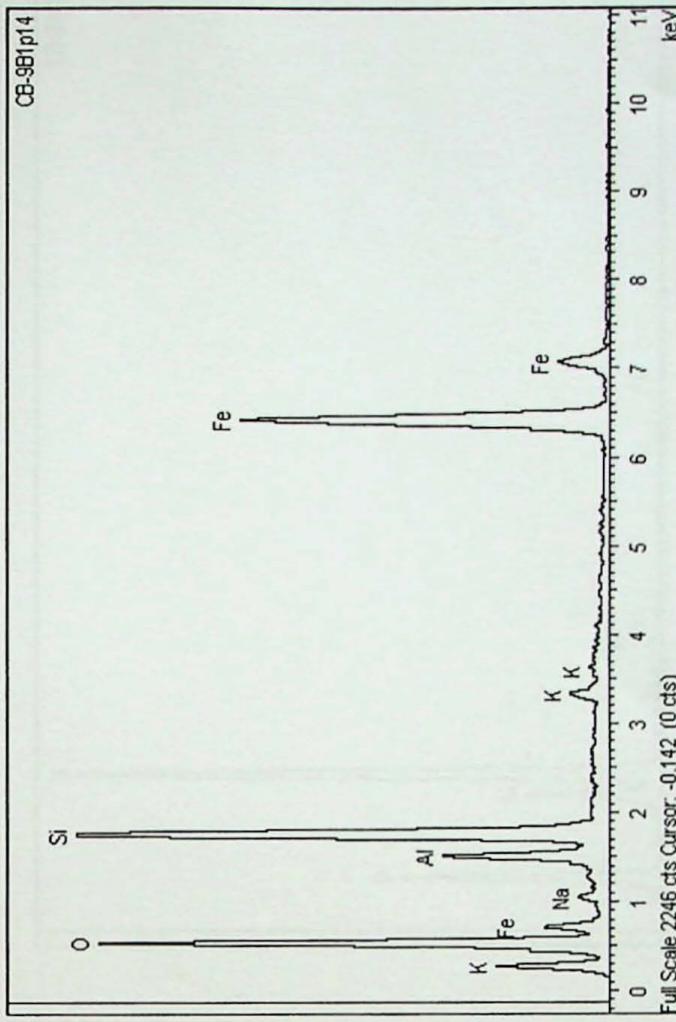


Quantitative results

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	7.36	6.50	9.92	Na ₂ O
Al K	10.31	7.75	19.47	Al ₂ O ₃
Si K	32.53	23.51	69.59	SiO ₂
Pd L	0.88	0.17	1.01	PdO
O	48.92	62.07		
Totals	100.00			

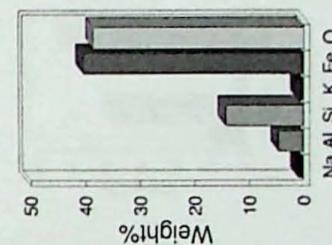


Fengita com Na como reflexo do Plagioclásio



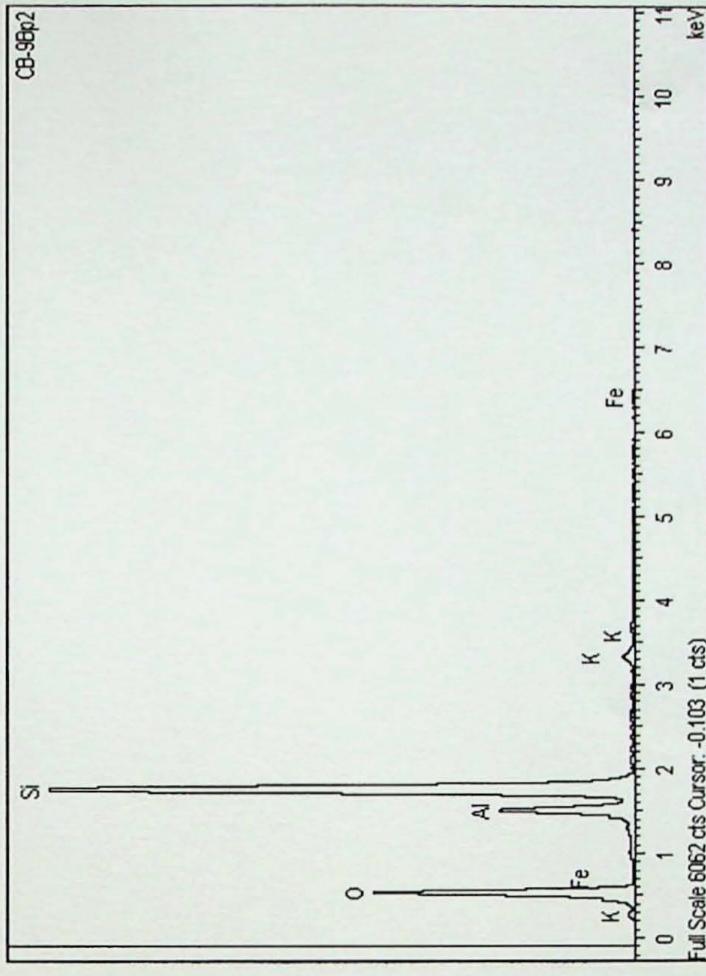
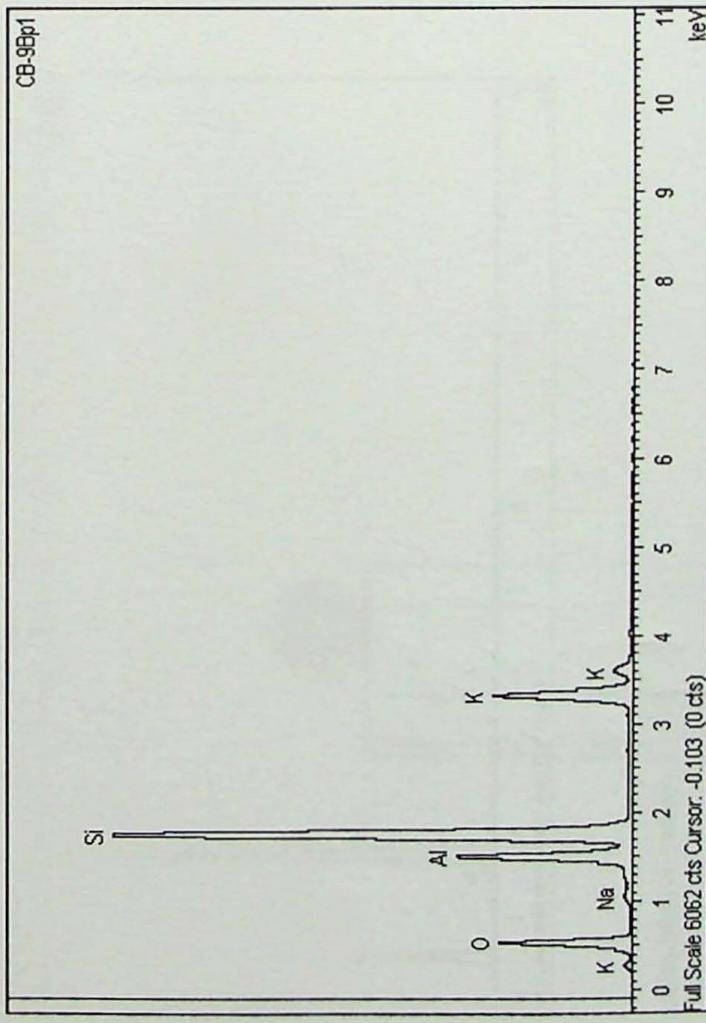
Quantitative results

Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Na K	1.12	1.26	1.51	Na ₂ O
Al K	4.65	4.44	8.79	Al ₂ O ₃
Si K	14.35	13.15	30.70	SiO ₂
K K	1.09	0.72	1.31	K ₂ O
Fe K	40.35	18.60	57.69	Fe ₂ O ₃
O	38.44	61.84		
Totals	100.00			



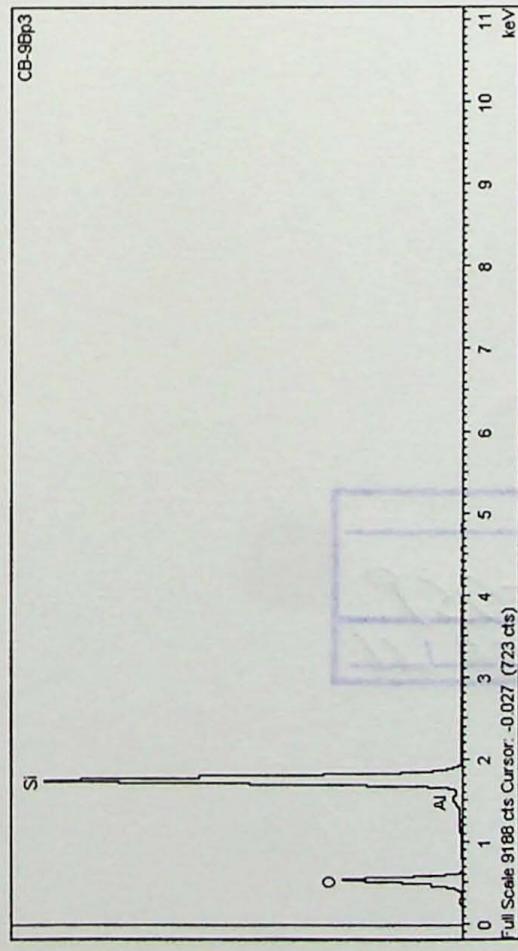
Feldspato potássico – Na deve ser reflexo de minerais vizinhos

Quartzo com Al e K como de reflexo de minerais vizinhos

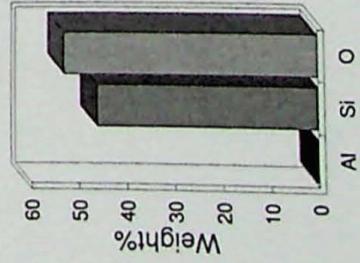


Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al	8.37	6.27	15.81	Al ₂ O ₃
K	38.41	27.67	82.17	SiO ₂
Si	1.11	0.58	1.34	K ₂ O
O	51.63	65.30	0.69	Fe ₂ O ₃
Totals	100.00			

Quartzo



Quantitative results



Element	Weight%	Atomic%	Compd%	Formula
Al	0.62	0.46	1.17	Al ₂ O ₃
Si	46.20	32.95	98.83	SiO ₂
O	53.18	66.59		
Totals	100.00			

