



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

JOEL PEDROSA SOUSA

**CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DE CAULINITAS E AVALIAÇÃO DO
POTENCIAL DO REJEITO DE BENEFICIAMENTO DA CAULINITA COMO
FERTILIZANTE MINERAL - REGIÃO DE EQUADOR/RN**

FORTALEZA

2024

JOEL PEDROSA SOUSA

CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DE CAULINITAS E AVALIAÇÃO DO
POTENCIAL DO REJEITO DE BENEFICIAMENTO DA CAULINITA COMO
FERTILIZANTE MINERAL - REGIÃO DE EQUADOR/RN

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.

FORTALEZA

2024

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Sistema de Bibliotecas

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Slc Sousa, Joel Pedrosa.
 Caracterização tecnológica de caulinitas e avaliação do potencial do rejeito de beneficiamento
 da caulinita como fertilizante mineral - região de equador/RN / Joel Pedrosa Sousa. – 2024.
 112 f. : il. color.

 Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-
 Graduação em Geologia, Fortaleza, 2024.
 Orientação: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.

1. Caulim. 2. Remineralizante. 3. Termogravimetria. 4. Reutilização. 5. Argila. I. Título.

CDD 551

JOEL PEDROSA SOUSA

CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DE CAULINITAS E AVALIAÇÃO DO
POTENCIAL DO REJEITO DE BENEFICIAMENTO DA CAULINITA COMO
FERTILIZANTE MINERAL - REGIÃO DE EQUADOR/RN

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: 30/08/2024.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Profa. Dra. Irani Clezar Mattos
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dra. Martha Noélia Lima
Universidade Estadual do Ceará (UFG)

Prof. Dr. Emílio de Castro Miguel
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Ricardo Emilio Ferreira Quevedo Nogueira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Eng. Agr. Dr. Gustavo Henrique da Silva Albuquerque
Ecosafety Consultoria - Ceará

A minha esposa Yrla, minhas filhas Ana
Beatriz e Ana Cecilia, aos meus Pais Vera
Lucia e Raimundo Ferreira e o meu Irmão
Johab.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, expresso minha gratidão a Deus pelo dom da vida e pelas oportunidades que me são concedidas. À Universidade Federal do Ceará, sou grato pela estrutura proporcionada e pelo apoio do Programa de Pós-Graduação em Geologia, que viabilizou parte dos financiamentos para minhas pesquisas. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Meu orientador, Professor José de Araujo Nogueira Neto, merece meu reconhecimento pela atenção, dedicação, persistência e valiosos ensinamentos ao longo deste trabalho. À minha esposa, Yrlla, e às minhas filhas, Ana Beatriz e Cecilia, agradeço a compreensão e permissão para ausentar-me em algumas ocasiões durante o desenvolvimento desta pesquisa. Também sou grato às Geólogas Nathalia Germana e Alice Trindade pelo enorme apoio oferecido.

Aos meus pais, expresso meu profundo agradecimento pelo incentivo constante e pelas palavras de apoio, como também agradeço a Professora Irani, pelas orientações, ensinamentos e pela sua persistência em me guiar. Ao Professor e amigo Emilio de Castro Miguel, agradeço pelas orientações, que muitas vezes se deram em forma de cafés e conversas sobre os experimentos.

Não posso deixar de mencionar os laboratórios de ensaios não destrutivos do Departamento de Engenharia Metalúrgica e de Materiais/UFC, o Laboratório de Raios X do Departamento de Física/UFC, Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação/CRTI/da Universidade Federal de Goiás/UFG e o Laboratório de Microscopia Eletrônica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará/UFC, que foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos Leal, Inácio, Wolker, Diones e Agnaldo, agradeço a companhia e apoio ao longo dessa jornada. À Professora Thalita Fernanda Gentil, meu reconhecimento especial pelo companheirismo e dedicação durante todo o processo de desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

Na região de Equador, no Rio Grande do Norte, existe uma extensa faixa de pegmatitos que pertencem à Província Pegmatítica da Borborema-Seridó. Este estudo envolve um mapeamento realizado numa área de 63 km² e a caracterização de caulins na região do município de Equador e suas adjacências. Num contexto geológico mais amplo, a área estudada está inserida na Província Borborema, no Domínio Rio Grande do Norte, no Grupo Seridó. Foram identificadas as três Formações do Grupo Seridó: Jucurutu, Equador e Seridó. Os pegmatitos são classificados como homogêneos, no entanto, na área de estudo apresentam zoneamento composicional. Foram observadas ao menos duas gerações de pegmatitos, uma em que ocorrem os depósitos de caulim e a outra em um contato brusco perfeitamente preservado. Na análise petrográfica, foram identificados plagioclásio, feldspato, quartzo e muscovita. As estruturas geradas nas rochas foram submetidas a processos de deformação dúctil, responsáveis pela formação de estruturas bandadas, marcadas pela orientação e recristalização dos minerais, foliações, estiramento e dobras. As deformações rúpteis são marcadas por fraturas, veios preenchidos por materiais quartzo feldspáticos e argilosos. As ocorrências de caulim estão associadas à alteração dos feldspatos que compõem os pegmatitos, apresentando detritos de quartzo e muscovitas junto ao caulim. Os limites de Atteberg demonstraram diferenças para as amostras passantes em 100 e 200 mesh, atribuindo importância ao processo de separação na pureza do Caulim processado, visto que a presença de outros minerais planares, influenciam na plasticidade do material, causando diferenciações no aproveitamento industrial. Os resultados obtidos nas análises de difração de raios X (DRX) foram caulinita (kln), quartzo (qtz), muscovita (msc), microclina (mic) e em uma das amostras espodumênio (esp). As análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), assim como as análises de Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS), contribuíram na correlação entre composição química e morfologia dos minerais observados nas amostras analisadas. Foram observados caulinitas, muscovitas, fragmentos de quartzo, feldspatos em processo de alteração e óxidos/hidróxidos de ferro. A partir das observações realizadas na microscopia eletrônica foi possível considerar a possibilidade do aproveitamento do rejeito gerado no beneficiamento do caulim como remineralizante agrícola, já que a presença de muscovita e feldspatos potássicos em processo de alteração pode favorecer a biodisponibilidade de potássio para plantas.

Palavras-chave: caulim; caracterização; remineralizante.

ABSTRACT

In the region of Ecuador, in the State of Rio Grande do Norte, there occur an extensive swarm of pegmatites which belong to the Borborema-Seridó Pegmatitic Province. This study involves a mapping conducted in an area of 63 km² and the characterization of kaolins in the region of Ecuador and adjacencies. Within a broader geological context, the study site is inserted in the Borborema Province, in the Rio Grande do Norte Domain, in the Seridó Group. Three formations of the Seridó Group were identified: Jucurutu, Ecuador and Seridó Formations. The pegmatites are classified as homogeneous, however, in the study area, they exhibit compositional zoning. At least two generations of pegmatite were found, one occurring in the kaolin deposits and another in a sharp contact completely preserved. In the petrographic analysis, plagioclase, feldspar, quartz, and muscovite were identified. The structures generated in the rocks underwent ductile deformation, accounting for the formation of banded structures, marked by the orientation and mineral recrystallization, foliation, stretching and folds. The brittle deformation is typified by fractures and veins filled by quartz-feldspathic and argillaceous materials. The occurrences of kaolin are associated with the alteration of feldspar forming the pegmatites, presenting quartz and muscovite fragments along with kaolin. The Atterberg limits demonstrate differences between the 100 and 200 mesh samples, highlighting the importance of the separation process for the purity of processed kaolin. The presence of other planar minerals influences the plasticity of the material, leading to variations in its industrial exploitation. The results obtained from the X-Ray diffraction analysis (XRD) were kaolinite (kln), quartz (qtz), muscovite (msc), microcline (mic) and, in one of the samples, spodumene (esp). The Scanning Electron Microscope (SEM) analyses, as well as those of Energy Dispersive Spectroscopy (EDS), contributed to the correlation between the chemical composition and morphology of the minerals identified in the analysed samples. Kaolin minerals, muscovite, fragments of quartz, altered feldspars and iron oxide/hydroxides were noted. From the observations made in the electron microscopy it was possible to consider the possibility of the exploitation of the waste resultant from the kaolin beneficiation as an agricultural remineralizer, since the presence of muscovite and potassium feldspars undergoing alteration may favor the bioavailability of potassium for plants.

Keywords: kaolin; characterization; remineralizer.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de Localização e acesso	23
Figura 2 – Divisão da Província Borborema em domínios estruturais	28
Figura 3 – Província Borborema e os principais Domínios e Terrenos	29
Figura 4 – Estratigrafia do Grupo Seridó	33
Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo	36
Figura 6 – Rocha calcissilicáticas	38
Figura 7 – Mineralogia identificada em lâmina Hb(hornblenda), Epidoto (Ep), Quartzo (Qz), Microclina (Mic) e Actiniolita (Act)	39
Figura 8 – A) Rocha calcissilicáticas de coloração escura, marcada com plano de foliação; B) rocha calcissilicáticas	40
Figura 9 – Mineralogia identificada em lâmina Clinopiroxênio (Cpx), Epidoto (Ep), Quartzo (Qz), Microclina (Mic) e Actiniolita (Act)	41
Figura 10 – A) Porção centimétrica de faixa representada por minerais máficos como biotita, anfibólito; B) Alternâncias de níveis compostionais	42
Figura 11 – A) Alteração do mineral de hornblenda para biotita, criando bordas de alteração; Hornblenda com intercrescimento de epidoto; C) Mineral de titanita incluso na hornblenda; D) Aspecto textural da rocha	43
Figura 12 – Aspectos estruturais e indicadores de metamorfismo observados em afloramentos	45
Figura 13 – A) Fratura no quartzito preenchida por quartzo; B) quartzito com maior concentração de muscovita	46
Figura 14 – Contato do pegmatito com quartzito(A), Quartzito com famílias de fratura às margens da estrada(B), Bloco de quartzo, Planos de fratura em quartzito(D)	46
Figura 15 – Amostra de clorita-muscovita quartzito formação Equador (D)	47

Figura 16 – Mineralogia identificada Muscovita (Ms), Biotita (Bt), Quartzo (Qz) e opacos (Op)	48
Figura 17 – Fotomicrografias da cordierita-muscovita quartzito, Quartzo (Qz), Feldspato potássico (Kf), Epidoto, (Ep), Cordierita (Crd)	50
Figura 18 – Muscovita Quartzito. Quartzo (Qz), Muscovita (Ms) e opacos (Op)	51
Figura 19 – Migmatito com fraturas preenchidas com quartzo	52
Figura 20 – Amostra de mão(A), Granada biotita gnaisse e sua vista em afloramento(B)	53
Figura 21 – Mineralogia identificada em lâmina. composta por Biotitas (EP), Quartzo (Qz), Epidoto (Ep) e minerais opacos (Op)	55
Figura 22 – A) pegmatito caulinizado e em B) frente de lavra para rocha ornamental pegmatito	56
Figura 23 – A) espodumenio alterado e em B) plagioclásio em pegmatito	57
Figura 24 – Frente de lavra de caulin intercalada em quartzito	57
Figura 25 – Em A) Aplito rocha de mesma composição do pegmatito com uma textura bem mais fina e em B formação de caulin em pegmatito	58
Figura 26 – Diferentes texturas de pegmatitos observados em campo	59
Figura 27 – Mineralogia identificada em lâmina Plagioclásio (Pl), Quartzo (Qz), Microclina (KF) e Muscovita (Ms)	60
Figura 28 – Duas ocorrências de caulin uma mais enriquecida em óxido de ferro cor mais amarelada e em B uma ocorrência mais aluminosa	61
Figura 29 – Mineralogia identificada em Lâmina, caulin (kln) envolvendo grãos de quartzo (Qtz), Muscovita (Ms), Biotita (Bt) e plagioclásio (Pl)	62
Figura 30 – Metodologia utilizada	63
Figura 31 – Sedimentação para Difração e Granulometria	66
Figura 32 – Difratômetro X'pert Pro Panalytical	67
Figura 33 – Mev Hitachi TM-3000 e EDS	68
Figura 34 – Aparelho de Casa Grande, mostrando o fechamento do sulco	70

Figura 35 – A) Material modelado sobre a placa de vidro esmerilhada. B) Amostra na cápsula de alumínio	71
Figura 36 – Exemplo da sequência de formação da Caulinita	74
Figura 37 – Diferentes formas de ocorrência de caulim e exemplo do beneficiamento (F)	76
Figura 38 – Indicadores de cinemática Dextral	77
Figura 39 – Diferentes formas de jazimento dos pegmatitos observados	78
Figura 40 – Diferentes ocorrências de caulinização	79
Figura 41 – Ocorrências do Caulim em quartzitos arcoseanos na formação Equador	80
Figura 42 – Comparativo entre pluviosidade e a formação de minerais de argila	81
Figura 43 – Esquema de difração de Raios X	83
Figura 44 – Comparativo entre as amostras de 100 e 200 <i>mesh</i>	86
Figura 45 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Muscovita (Ms), Quartzo (Qtz)	87
Figura 46 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Gibbsita (Gib), Espodumênio (Esp) e Quartzo (Qtz)	88
Figura 47 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Muscovita (Ms), Quartzo (Qtz)	89
Figura 48 – Exemplares de aglomerados de Caulinita na forma de "livros de caulinita" ..	90
Figura 49 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulinita com espectro EDS característico. B) fragmento de feldspato potássico e em C) aglomerado de caulinatas	91
Figura 50 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulinita com espectro EDS característico. em B) análise de toda a região visualizada da amostra amarela e o espectro Eds indicando baixo Teor de Óxido de ferro	92

Figura 51 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) material terrígeno e ferruginoso contido na amostra e em B) a presença de muscovitas marcadas pela ocorrência K ₂ O no espectro EDS	93
Figura 52 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulinita contaminada com material ferromagnesiano e seu espectro EDS característico e em B) fragmento de biotita	94
Figura 53 – TG/DSC das amostras analisadas	95

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Limites da área de estudo	22
Tabela 2 – Limites de Atteberg	85

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
CPRM	Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais
DEGEO	Departamento de Geologia
DRX	Difração de Raios-X
DRGN	Domínio Rio Grande do Norte
EDS	Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raio-X
FSE	Faixa Seridó
Ga	Giga anos
GPS	Global Position System
IC	Índice de Consistência
LL	Limite de Liquidez
LME	Laboratório de Microscopia Eletrônica
LP	Limite de Plasticidade
LRX	Laboratório de Raios-X
Ma	Milhões de anos
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
N	Norte
NBR	Norma Brasileira Regulamentar
NE	Nordeste
NW	Noroeste
PB	Província Borborema
PPB	Província Pegmatítica da Borborema
S	Sul
SE	Sudeste
SW	Sudoeste
TJ	Terrenos Jaguaribeanos
TRP	Terrenos Rio Piranhas-Seridó
TTG	Tonalito-trondhjemito-granodiorito
UFC	Universidade Federal do Ceará
USGS	<i>United States Geological Survey</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

μ	Micro
Θ	Teta
A	Ampère
\AA	Ångström
V	Volt
λ	Lâmbda
\leftrightarrow	Seta dupla
\rightarrow	Sentido de formação do produto
$\%$	Percentagem
$>$	Maior que
$<$	Menor que
cm	Centímetro
m	Metro
mm	Milímetro
mL	Mililitro
k	Quilo
km^2	Quilômetro quadrado
Sm	Samário
Nd	Neodímio
U	Urânio
Pb	Chumbo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
1.1	Objetivo	21
1.1.1	<i>Objetivo específico</i>	21
1.2	Justificativa	21
1.3	Localização e Acesso	22
1.4	Estrutura da Tese	23
2	GEOLOGIA REGIONAL	24
2.1	Província Borborema	25
2.1.1	<i>Domínios Tectônicos da Província Borborema</i>	27
2.1.1.1	<i>Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)</i>	29
2.1.1.1.1	Terrenos Jaguaribeanos (TJ)	30
2.1.1.1.2	Terrenos Rio Piranhas-Seridó (TRP)	30
2.1.1.1.3	Terrenos São José do Campestre	31
2.1.1.1.4	Grupo Seridó	32
2.2	Província Pegmatítica da Borborema – Seridó	34
2.2.1	<i>Caulim na Província Pegmatítica da Borborema (PPB)</i>	34
3	GEOLOGIA LOCAL	35
3.1	Formação Jucurutu	37
3.1.1	<i>Rochas Calcissilicáticas</i>	37
3.1.1.1	<i>Epidoto-hornblenda calcissilicática</i>	37
3.1.1.2	<i>Clinopiroxênio-epidoto calcissilicática</i>	40
3.1.1.3	<i>Transição de Quartzito para Calcissilicática</i>	41
3.2	Formação Equador	44
3.2.1	<i>Quartzito</i>	44
3.2.2	<i>Clorita-muscovita quartzito</i>	47
3.2.3	<i>Cordierita-muscovita quartzito</i>	49
3.2.4	<i>Muscovita quartzito</i>	50
3.3	Formação Seridó	52
3.3.1	<i>Rochas paragnaisse migmatizadas</i>	52
3.3.2	<i>Granada-biotita gnaisse</i>	53
3.4	Intrusões Plutônicas	55

3.4.1	<i>Pegmatito</i>	56
3.4.2	<i>Pegmatito de origem granítica sem caulim</i>	59
3.4.3	<i>Caulim</i>	60
4	MATERIAL E MÉTODOS	62
4.1	<i>Etapa pré-campo</i>	63
4.2	<i>Etapa de campo</i>	64
4.3	<i>Etapa pós-campo</i>	64
4.3.1	<i>Análise petrográfica</i>	64
4.3.2	<i>Análises químicas</i>	64
4.3.2.1	<i>Sedimentação</i>	65
4.3.2.2	<i>Difração de raios-X (DRX)</i>	66
4.3.2.3	<i>Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	67
4.3.3	<i>Análises físicas</i>	68
4.3.3.1	<i>Limite de liquidez (LL)</i>	69
4.3.3.2	<i>Limite de plasticidade (LP)</i>	70
4.3.4	<i>Etapa de escritório</i>	71
5	ASPECTOS GEOLÓGICOS E CARACTERIZAÇÃO DO CAULIM DA REGIÃO DE EQUADOR/RN: RESULTADOS PRELIMINARES	72
5.1	<i>Introdução</i>	73
5.2	<i>O caulim, suas aplicações e contexto geológico</i>	74
5.2.1	<i>O caulim e suas aplicações</i>	74
5.2.2	<i>Contexto geológico</i>	76
5.3	<i>Materiais e Métodos</i>	81
5.3.1	<i>Etapa de Campo</i>	81
5.3.2	<i>Pré-Tratamento do material Caulinítico</i>	82
5.3.3	<i>Caracterização Química</i>	82
5.3.4	<i>Caracterização Física</i>	84
5.4	<i>Resultados e Discussão</i>	84
5.4.1	<i>Limites de Atteberg</i>	84
5.4.2	<i>Difração de Raios - X (DRX)</i>	85
5.4.3	<i>Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios - X (EDS)</i>	89
5.4.4	<i>Termogravimetria</i>	94

5.5	Considerações Finais	95
5.6	Referências	96
6	CONCLUSÕES	98
	REFERÊNCIAS	100
	APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO	104
	APÊNDICE B – MAPA DE PONTOS	105
	APÊNDICE C – ENSAIOS LL E LP DA AMOSTRA	106
	APÊNDICE D – ENSAIOS LL E LP DA AMOSTRA AN-CAULIM200	107
	APÊNDICE E – MEV	108

1 INTRODUÇÃO

O município de Equador, porção centro-sul do estado do Rio Grande do Norte, está inserido na Província Pegmatítica da Borborema-Seridó, onde se encontra distribuída em corpos de direção NS/NE-SW na divisa dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte.

Os corpos pegmatíticos encontram-se encaixados em micaxistas, quartzitos e gnaisses do grupo Seridó, gnaisses e migmatitos do Complexo Gnássico-Migmatítico. Esses pegmatitos são mineralizados em tantalita/columbita, berilo, cassiterita, turmalinas, águamarinhas, espodumênio, micas, feldspato, quartzo e caulim.

O termo caulim refere-se tanto a rocha que contém a caulinita quanto ao produto resultante do seu beneficiamento. Trata-se de uma rocha de granulometria fina, constituída de material argiloso, normalmente com baixo teor de ferro, de cor branca ou quase branca (Grim, 1958). Em função de suas propriedades físicas e químicas, o caulim pode ser utilizado em uma grande variedade de produtos, com destaque para o seu uso na fabricação de papéis comuns e revestidos, cerâmicas e refratários (Industrial Minerals, 2001).

O principal constituinte do caulim é a caulinita, um silicato de alumínio hidratado. A caulinita é um filossilicato (argilomineral) com composição química teórica de 39,50% de Al_2O_3 , 46,54% de SiO_2 e 13,96% de H_2O , podendo apresentar variações em sua composição.

Além da caulinita, podem ocorrer, no mesmo depósito, outros minerais como haloisita- $4\text{H}_2\text{O}$, haloisita- $2\text{H}_2\text{O}$ ou metahaloisita, dickita e nacrita, que apresentam composição química muito similar, porém com diferenças estruturais importantes.

A qualidade do caulim, que se resume em algumas propriedades importantes como a alvura, a brancura, a viscosidade e a abrasividade, podem ser prejudicadas devido à presença de minerais do tipo quartzo, cristobalita, alunita, esmectita, ilita, muscovita, biotita, clorita, gibbsita, feldspato, anatásio, pirita e haloisita.

O presente trabalho teve por finalidade a descrição dos litotipos da região e seu reconhecimento geológico em uma área equivalente de 63 km² na escala de 1:30.000, bem como a caracterização dos caulins encontrados do ponto de vista físico e químico, que ocorrem associados aos pegmatitos.

1.1 Objetivo

O presente trabalho tem por objetivo o mapeamento geológico das rochas pegmatíticas com ocorrências de caulim, por meio de dados petrográficos, estruturais e analíticos numa área de 63 km², na escala de 1:30.000.

1.1.1 *Objetivo específico*

Para alcançar o objetivo geral, foram delineadas etapas específicas para a melhor organização do trabalho, a saber:

- a) Determinar e levantar as feições estruturais bem como as relações de contato entre unidades litoestratigráficas existentes;
- b) Analisar petrograficamente os litotipos diferentes, de modo a identificar as associações mineralógicas e paragênese das ocorrências;
- c) Caracterizar química e mineralogicamente o caulim através de análises por difração de raios – X e Microscopia Eletrônica de Varredura;
- d) Realizar a caracterização mecânica por meio de ensaios físicos como Limite de Liquidez e de Plasticidade;
- e) Confeccionar um mapa geológico na escala 1:30.000 da área mapeada.
- f) Análise do percentual do rejeito de caulim, visando determinar o teor mais adequado para utilização como remineralizante de solo;
- g) Avaliar o potencial de uso do rejeito de caulim como fertilizante mineral.

1.2 Justificativa

A área de estudo localizada em Equador/RN e Junco do Seridó/PB é, segundo Silva e Dantas (1997), uma região de ocorrência de diversos depósitos de caulins, produtos de alteração de pegmatitos. Esses produtos são fontes de economia local, sendo extraídos de forma rudimentar ou sem estrutura adequada. Estudos sobre a caracterização mineralógica e condições de gênese dos depósitos de caulim na Faixa Seridó são escassos diante da importância econômica desse depósito na região.

O reconhecimento das condições geológicas, através do mapeamento, deve auxiliar no acervo de trabalhos sobre região local, além de proporcionar um maior entendimento dos condicionamentos estruturais nos quais os pegmatitos estão alojados, o processo de sua

alteração em depósitos de caulim, principal fonte de economia na região, bem como sua qualidade de mercado desses produtos beneficiados, e comportamento diante esforços físicos.

1.3 Localização e Acesso

O mapeamento geológico abrange uma área de 63 km², localizada no extremo sul do Rio Grande do Norte, no município de Equador, e na porção extremo Centro-Norte da Paraíba, nas adjacências dos municípios de Junco do Seridó e Tenório.

A localidade está inserida na folha Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V), escala 1:100.000, desenvolvida pela Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – SUDENE, adotando o sistema de coordenadas *Universal Transversa de Mercator* (UTM), com projeção em SIRGAS 2000, na zona 24S. As coordenadas de estudo estão inseridas na Tabela 1.

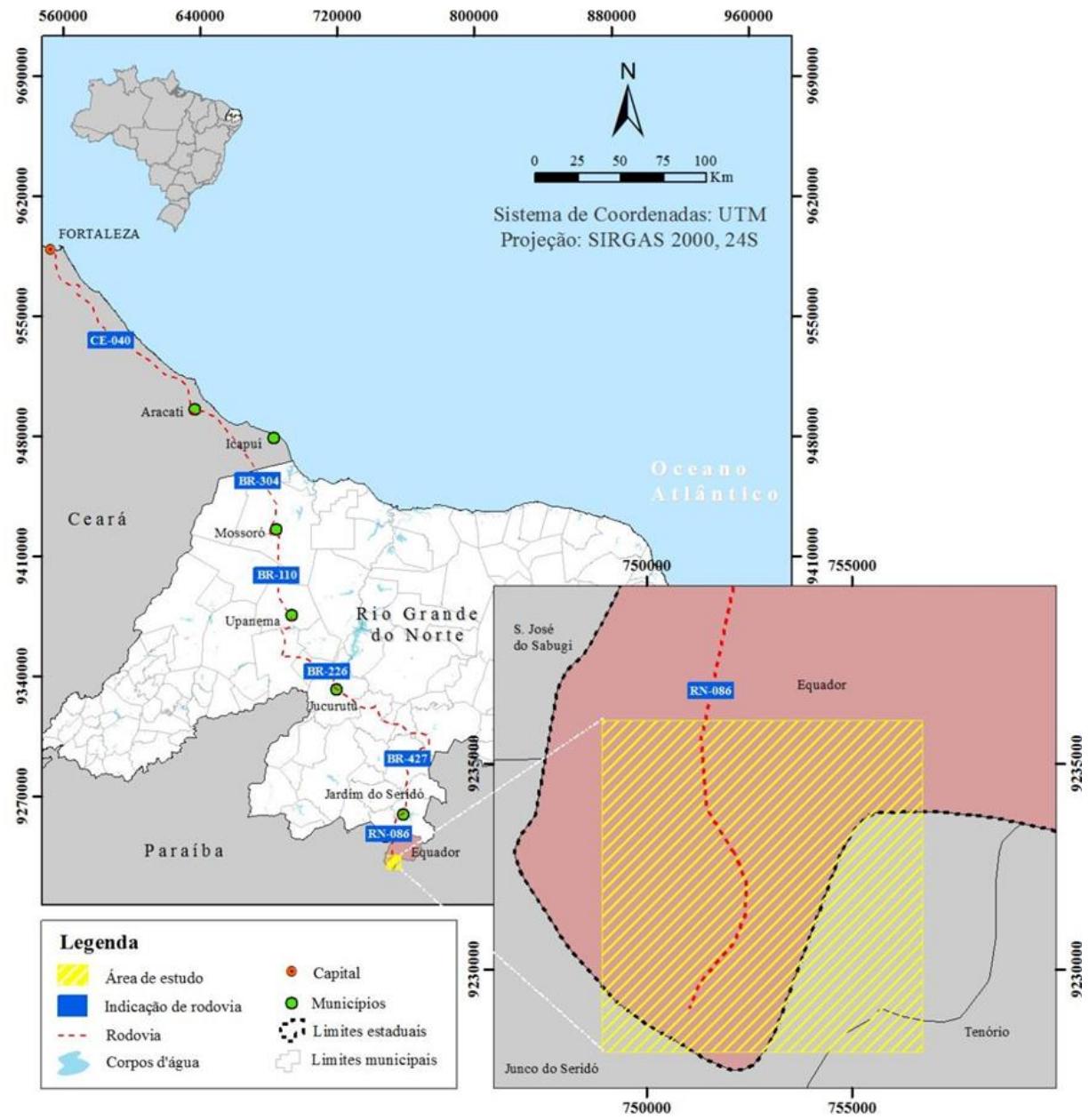
Tabela 1 – Limites da área de estudo

<i>Vértices</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>
1	748895	9236046
2	756701	9236046
3	756701	9218000
4	748895	9218000

Fonte: Elaborado pelo autor.

A distância entre os municípios de Fortaleza e Equador é aproximadamente 520 km. O principal acesso à área é realizado a partir do município de Fortaleza até Aracati através da CE-040. De Aracati, chega-se ao Estado do Rio Grande do Norte, através da BR-304, pelo município de Mossoró. O trajeto continua através das BR-110 e BR-226 até Jucurutu, avançando pela BR-118 com destino a Caicó. Prosseguindo pela BR-427 até Jardim do Seridó e depois pela RN-086, atravessa-se o município de Parelhas e chega-se ao destino: o centro do município de Equador, mostrado na Figura 1.

Figura 1 – Mapa de Localização e acesso



1.4 Estrutura da Tese

A presente tese adota a estrutura de artigos científicos como forma organizacional. Os resultados, parcialmente obtidos durante a execução do doutorado, serão consolidados em dois artigos que detalham os materiais e métodos empregados, bem como as discussões e conclusões referentes às diversas técnicas aplicadas na pesquisa.

O manuscrito subsequente é delineado pelos seguintes capítulos:

- a) Capítulos 1, 2 e 3: Estes correspondem a uma introdução abrangente, que apresenta a contextualização do estudo; uma revisão sintetizada da literatura em relação aos aspectos da geologia regional e geologia local compilando dados de descrições das unidades litológicas presentes nas áreas alvo deste estudo.
- b) Capítulo 4: Neste capítulo é feita uma exposição detalhada da metodologia empregada na pesquisa. Foram implementadas uma série de procedimentos convencionais no âmbito geológico, os quais forammeticulosamente delineados em conformidade com cada fase do estudo.
- c) Capítulo 5: Este capítulo é composto por um artigo, como título “Aspectos Geológicos e Caracterização do Caulim da Região de Equador/RN: Resultados Preliminares” que tem por objetivo caracterizar quimicamente e mineralogicamente os caulinss associados aos pegmatitos da região de Equador/RN, através das técnicas de difração de raios X e de microscopia eletrônica de varredura, além de caracterizar essas amostras fisicamente, por meio dos ensaios de limite de liquidez e de plasticidade, visando o reconhecimento composicional e qualidade dos produtos beneficiados no mercado.
- d) Capítulo 6: Visa sobre as perspectivas projetadas para o segundo artigo proposto para essa Tese e a conclusão da Tese de Doutorado, fazendo uma análise prospectiva do andamento do estudo.
- e) Capítulo 7: Esta seção, denominada "Conclusões Parciais", consolida de forma concisa todos os resultados e interpretações apresentados nos capítulos anteriores, representando a etapa parcial de qualificação da Tese de Doutorado. da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

2 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo referente a este trabalho encontra-se inserida no Estado do Rio Grande do Norte, nos limites dos municípios de Equador/RN, Junco do Seridó/PB e Tenório/PB, porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Norte e Centro-Norte da Paraíba respectivamente.

Em contexto geológico, os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba estão incluídos na Região de Dobramentos Nordeste ou Província Borborema, assim chamada e definida por Almeida *et al.* (1977), comprehende, em sua maior parte de extensão, rochas Pré-

cambrianas do Dobramento, recobertas por sedimentos oriundos do Jurássico Superior na borda oceânica decorrente da Província Costeira e Margem Continental.

O conhecimento geológico a respeito da enigmática Província Borborema foi, e ainda está sendo construído através de trabalhos de diversos autores ao longo dos anos. A base da caracterização e compartimentação tectônica conhecida atualmente partiu de pesquisadores como, Almeida *et al.*, 1977, 1981; Brito Neves *et al.*, 1975, 1983, 2000; Caby, 1989, 1991, 1995; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995, 2003; entre os trabalhos mais relevantes.

Compreendendo o contexto geotectônico pelo qual a Província Borborema se formou, pode-se analisar os processos de formações dos pegmatitos e seus produtos de alteração.

2.1 Província Borborema

A Província Estrutural da Borborema está situada no semiárido do Nordeste do Brasil, com extensão territorial de aproximadamente 380 km² (Almeida *et al.*, 1977), abrangendo os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e parte da Bahia e Piauí.

A Província Borborema encontra-se limitada, a oeste, pelos sedimentos Fanerozóicos da Bacia do Parnaíba, a N-NE pelas bacias costeiras e, ao sul e noroeste, pelos cráticos brasileiros do São Francisco e São Luís.

A área do Nordeste Brasileiro, por décadas, foi objeto de estudo e aprofundamento no reconhecimento da Província Borborema em sua evolução. Essa região foi apresentada por Almeida *et al.*, (1981) como um arranjo complexo, em mosaico, formado de cinturões e maciços do tipo metassedimentares separados por um sistema de zonas de cisalhamento de escala continental, nas quais se destacam as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco.

As falhas e zonas de cisalhamento contidas na Província Borborema datam do Brasiliano (Brito Neves *et al.*, 1982; Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.*, 1995). As ZCs Patos e Pernambuco, por exemplo, constituem complexos sistemas de falhas que são confinados em alguns blocos, porém conseguem se difundir dentro de outros, especialmente em seu limite distal. Muitas das zonas de cisalhamento podem ser comparadas com as zonas de cisalhamento que ocorrem na África (Caby, 1989; Bertrand e Jardim de Sá, 1990; Castaing *et al.*, 1994; Trompette, 1994; Oliveira *et al.*, 2006; Van Schmus *et al.*, 2008).

Os aspectos da evolução tectônica pré-cambriana da Província Borborema, podem ser destacados, segundo Dantas *et al.*, (2004), com a consolidação de fragmentos arqueanos,

como o Núcleo arqueano Bom Jesus-Presidente, localizado no Domínio São José do Campestre, sendo o fragmento de crosta mais antigo.

Ainda segundo Dantas (2004), a evolução do Núcleo Bom Jesus-Presidente Juscelino é marcada por eventos plutônicos do tipo TTG e crescimento crustal, envolvendo retrabalhamento da crosta antiga e posteriormente episódios de acreção de arcos juvenis. Esse plutonismo marca o período de deformação brasiliana que ocorreu na Província Borborema, sendo controlado pelas idades dos plútuns. Esses plútuns podem ser reconhecidos nas relações de campo como pré, sin ou pós-tectônicos em relação ao evento principal de deformação compressional. Vários dos plútuns pré-tectônicos, atualmente granitos- gnáissicos, têm idades de 640 a 610 Ma, indicando que a deformação compressiva (convergente, dúctil, foliações de baixo ângulo) começou após 620 Ma. A idade de cristalização U-Pb de rochas ígneas sindeforacionais ou idades U-Pb em zircões metamórficos, monazita ou titanita sugerem que o pico de atividade térmica ocorreu cerca de 610 a 590 Ma. Os plútuns pós-tectônicos normalmente têm idades de 580 a 570 Ma, indício de que a principal deformação compressiva havia cessado em 580 Ma. A deformação mais frágil continuou ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais durante o Cambriano, com reativação no Mesozoico e Cenozoico (Van Schmus; Kozuch; Brito Neves, 2011).

Como resultado dos sucessíveis eventos deformacionais, segundo Santos *et al.* (2002), essa massa teria sido quebrada durante episódios de ruptura continental, tendo seus fragmentos dispersos pela província. Sendo assim, segundo Brito Neves, Dos Santos, Van Schmus (2000), a Província Borborema é constituída por sequências metassedimentares e metavulcânicas de idade Mesoproterozóica e Neoproterozóica, com blocos de embasamento de idade paleoproterozoicas, com alguns remanescentes do arqueano, configurando um cinturão orogênico Mesoproterozóica envolvendo microplacas e terrenos mais antigos.

Segundo publicações de Almeida *et al.* (1981) e Brito Neves, Dos Santos, Van Schmus (2000), a Província Borborema teve sua evolução a partir de eventos geotectônicos do Neoproterozóica para o Cambriano. Esses eventos estão relacionados ao ciclo Brasiliano/Pan-Africano, consolidando a Província Borborema como a parte central de uma larga faixa orogenética Pan Africana-Brasiliiana formada devido à convergência e colisão dos cráttons São Luís-África Ocidental e São Francisco-Congo-Kasai, no Neoproterozóica tardio (Van Schmus; Kozuch; Brito Neves, 2011).

2.1.1 Domínios Tectônicos da Província Borborema

Ao longo dos anos, a Província Borborema passou por diferentes subdivisões. As separações iniciais da Província foram realizadas com base no conceito de províncias ou domínios estruturais, nas quais as Zonas de Cisalhamento tiveram significado importante nas limitações dos domínios tectônicos. Algumas dessas subdivisões foram propostas por autores como Brito Neves 1975, 1978, 1983, Santos & Brito Neves 1984, Caby *et al.*, 1991, etc., nas quais foram fundamentadas na evolução tectônica e estratigráfica da província.

Nos aspectos gerais, essas publicações reconhecem as faixas de metassedimentos proterozóicas alternadas com áreas dominadas por complexos gnáissico-migmatíticos paleoproterozoicos a arqueanos.

Brito Neves (1983) propôs a divisão da Província Borborema em sistemas marginais ou de dobramentos da porção extremo sul, localizados entre o lineamento Pernambuco e o Cráton São Francisco e ao norte do lineamento Patos; e em sistemas interiores localizados entre os lineamentos Patos e Pernambuco.

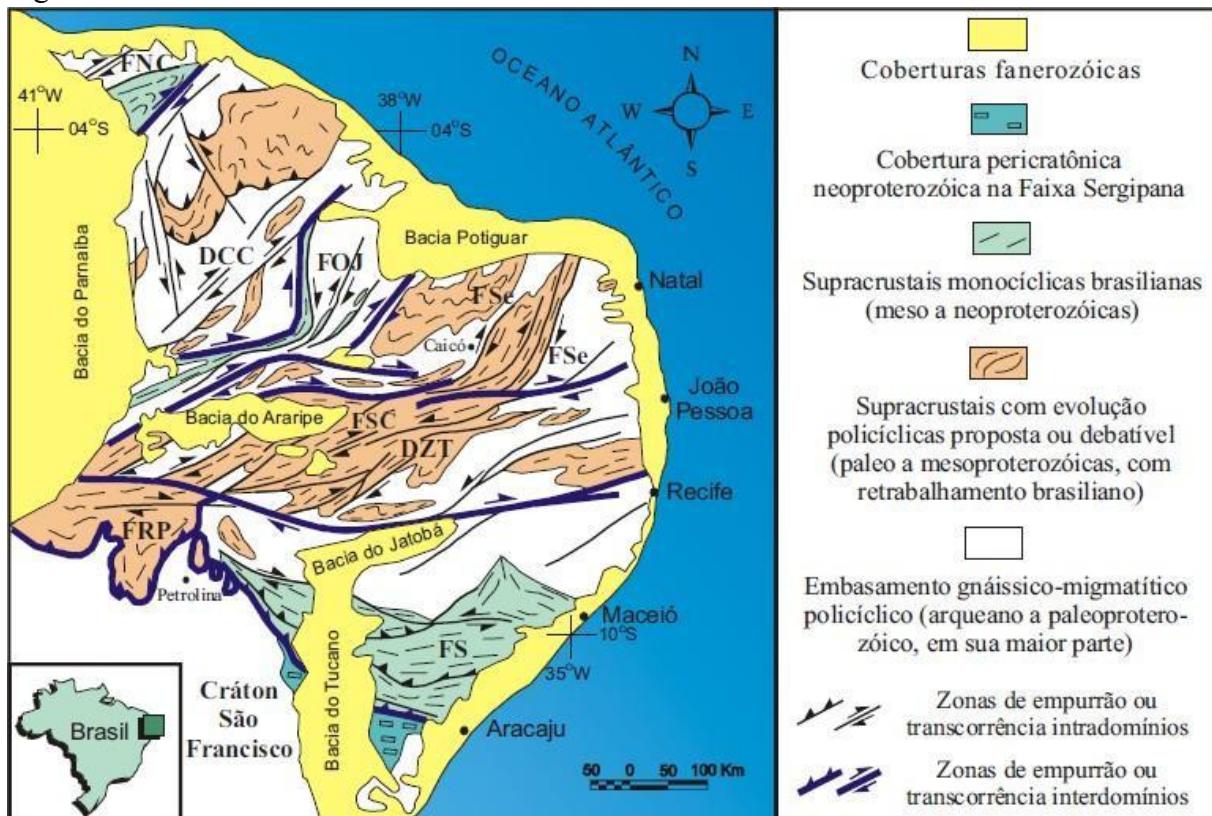
Estudos realizados por Jardim de Sá *et al.* (1992) e Jardim de Sá (1994) propuseram uma nova subdivisão para a Província Borborema, fundamentando-se nas complexidades e heterogeneidade das características estruturais presentes na região. Foram apresentados sete domínios estruturais, que por sua vez, foram classificados em faixas e domínios (Figura 2), separados pelas Zonas de Cisalhamento.

Com as contribuições de Van Schmus *et al* (1995), Santos (1996), Fetter *et al* 2000, os estudos geocronológicos, empregados nas datações U-Pb em zircão e Sm-Nd, em rocha total, contribuíram de forma significativa para a separação das províncias.

A subdivisão proposta para a Província Borborema mais atual foi apresentada por Van Schmus, Kozuch, Brito Neves (2011), na qual compartimenta a província em três subprovíncias: norte, central e sul. A subprovíncia norte, localizada ao norte da Zona de Cisalhamento Patos, ocorre principalmente no Rio Grande do Norte e Ceará, sendo constituída por um embasamento cratônico paleoproterozóico com núcleos arqueanos, rochas supracrustais neoproterozóicas e rochas brasilianas plutônicas. Situada entre as Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco, a subprovíncia central é reconhecida como Zona Transversal, caracterizada principalmente por falhas transcorrentes a NE-SW e a E-W, o que levou Ebert (1962, 1970) a se referir a “Zona Transversal da Paraíba” (norte) e “Zona Transversal de Pernambuco” (sul). A subprovíncia sul está compreendida entre a ZC Pernambuco e o Cráton São Francisco, sendo formada por uma colagem tectônica de vários blocos, terrenos ou domínios, entre os quais estão

os Domínios Sergipano, Pernambuco-Alagoas e Riacho do Pontal, variando em idade arqueanos a neoproterozóicos.

Figura 2 – Divisão da Província Borborema em domínios estruturais



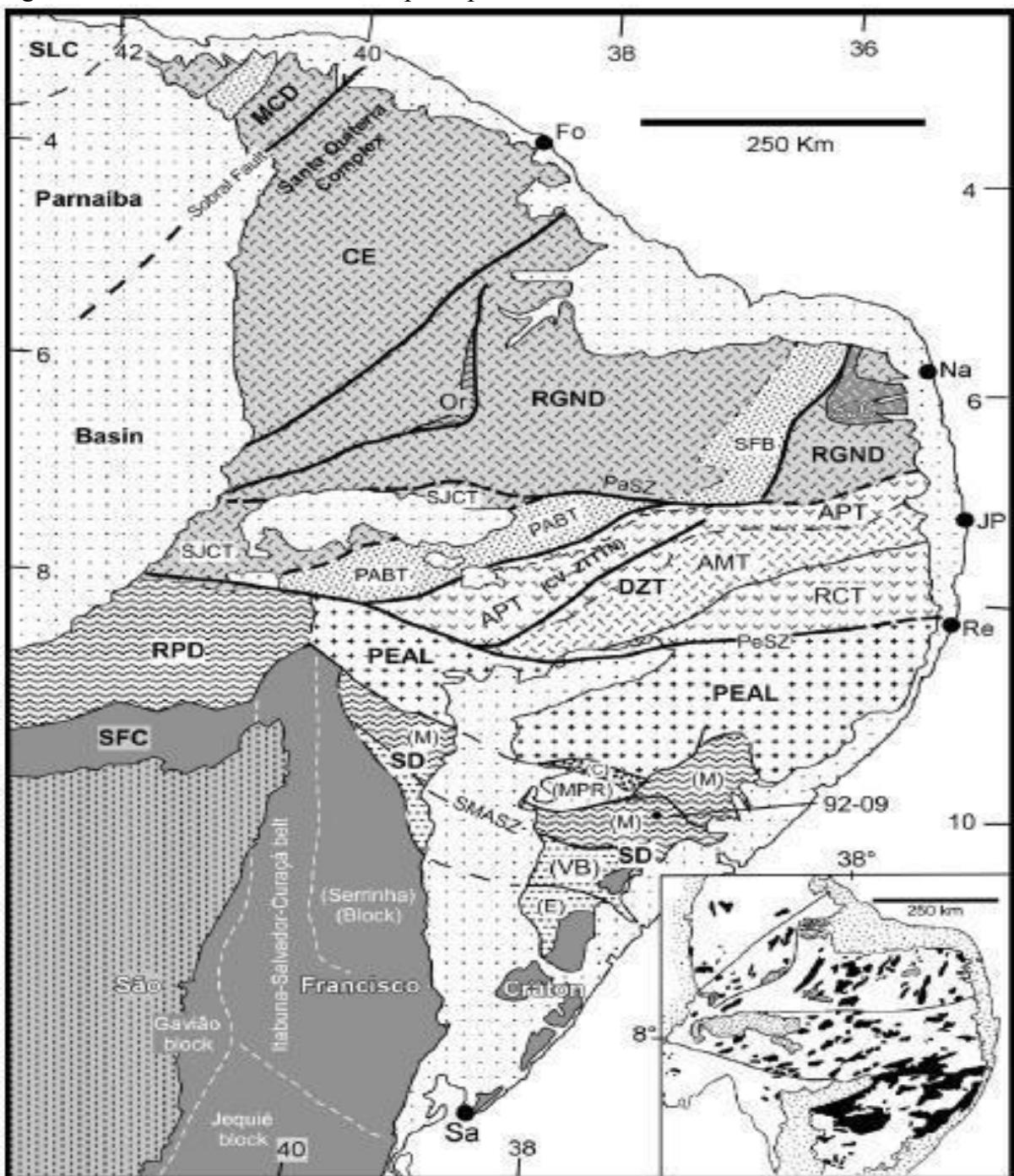
Fonte: Jardim de Sá (1994).

Na figura 3, estão representados os principais domínios e terrenos da Província Borborema, sob a perspectiva de Van Schumus, Kozuch, Brito Neves (2011).

Esta pesquisa enfatiza o Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) que, de acordo com Campelo (1999), geotectonicamente, é limitado pelas zonas de cisalhamento brasilianas Portalegre e a Picuí-João Câmara. Esse domínio agrupa a compartimentação tectônica do Estado do Rio Grande do Norte, subdividindo-se em Terrenos Jaguaribeanos, Rio Piranhas Seridó e São José do Campestre.

Além do DRGN, será abordada a Província Pegmatítica da Borborema-Seridó, na qual são encontradas as rochas pegmatíticas graníticas e suas encaixantes, objetos de estudo deste trabalho, como serão descritas nos capítulos subsequentes.

Figura 3 – Província Borborema e os principais Domínios e Terrenos



Fonte: Van Schumus; Kozuch; Brito Neves (2011).

2.1.1.1 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

Regionalmente, o Domínio Rio Grande do Norte é composto por várias sequências de rochas gnássicas e migmatíticas arqueanas e paleoproterozoicas, incluindo os terrenos ou subdomínios Jaguaribeano, Rio Piranhas-Seridó e São José do Campestre, os quais são intrudidos por diversos granitos relacionados ao ciclo orogênico Brasiliano (Brito Neves; Dos

Santos; Van Schmus, 2000).

O termo terreno foi bastante difundido na comunidade geológica ao longo dos anos. Irwin (1972) definiu terreno como “uma associação de características geológicas, tais como formações estratigráficas, rochas intrusivas, depósitos minerais e história tectônica, no todo ou em parte emprestando um caráter distintivo para um conjunto de litotipos particular, que difere daquele terreno adjacente”.

2.1.1.1.1 Terrenos Jaguaribeanos (TJ)

Os Terrenos Jaguaribeanos, no Estado do Rio Grande do Norte, estão localizados a oeste do Estado, e tem como limite a leste a Zona de Cisalhamento Porto alegre, que o separa dos Terrenos Rio Piranhas Seridó (TRP).

Os Terrenos Jaguaribeanos são ocupados por estreitas e contínuas faixas de supracrustais de direção NE-SW, separadas por grandes e pequenos blocos gnáissico-migmatíticos (blocos Banabuiú, Jaguaretama e Iracema, como principais - Cavalcante *et al.*, 1983), com intercalações de micaxistas, rochas calcissilicáticas, anfibolitos, quartzitos e mármore, encaixando jazimentos de granitoides neoproterozóicos-cambrianos de dimensões variadas (Cavalcante, 1999).

A cronologia isotópica desses complexos gnáissico-migmatíticos mostra-se distribuída entre os tempos arqueanos (2.600 Ma, pelo método Rb-Sr, em RT - Sá 1991) a paleoproterozoicos (idades Rb-Sr, RT, e Pb-evaporação em zircões, entre 2,35 e 1,9 Ga - Brito Neves 1975, Gomes *et al.* 1997, Cavalcante *et al.* 1998). Idades Sm-Nd (TDM) de 2,5 e 2,6 Ga são exibidas por Magini *et al.* (1997) para ortognaisses do extremo oeste Potiguar.

2.1.1.1.2 Terrenos Rio Piranhas-Seridó (TRP)

O embasamento desse terreno é constituído por uma sequência metavulcanossedimentar e metaplutônicas gnáissicas/migmatíticas, de idade paleoproterozóicas, incluindo possíveis remanescentes de idade arqueana, que caracteriza o Complexo Caicó e por uma suíte de *augen* gnaisses graníticos paleoproterozóicas, denominada de Suíte Poço da Cruz.

As unidades paleoproterozóicas do Embasamento Rio Piranhas (ERP) ocupam preferencialmente o setor ocidental do terreno, enquanto as rochas supracrustais neoproterozóicas da Faixa Seridó (FSE) predominam na porção leste do terreno, segundo uma

faixa de direção NE-SW.

A cobertura é constituída por um segmento de rochas supracrustais do Neoproterozóica designada de Faixa de Dobramentos Seridó (Brito Neves; Kawashita; Pessoa, 1975) ou simplesmente Faixa Seridó (FSE), composta pelo Grupo Seridó que engloba as formações Serra dos Quintos, Jucurutu, Equador e Seridó.

Jardim de Sá (1994) apresenta os TRP como formado pelo Complexo Caicó (predominância de ortognaisses), incluindo faixas de metassupracrustais (Formação Jucurutu: paragnaisses dominantes, com frequentes lentes de mármore, rochas calcissilicáticas, e parafanfibolitos, além de níveis de quartzitos, metaconglomerados, ortofanfibolitos, serpentinitos, formações ferríferas e micaxistas aluminosos).

Ferreira (1997) adota uma divisão nas seguintes unidades: Complexo Serra dos Quintos (biotita gnaisses, biotita e/ou hornblenda xistos, localmente migmatizados, gnaisses arcoseanos, muscovita-biotita gnaisses com intercalações de calcários cristalinos, anfibolitos, muscovita quartzitos, quartzitos ferruginosos, itabirito e skarnitos; idade paleoproterozoica); Suíte Magmática São Vicente (ortognaisses derivados de uma suíte tonalito-granodiorítica, com tendência trondjemítica, envolvendo corpos anfibolíticos, metagábricos e de ortognaisses graníticos migmatizados); Suíte Magmática Caicó (Legrand; Liegeois; Deutsch, 1991) constituída predominantemente por hornblenda-biotita ortognaisses e biotita ortognaisses derivados de rochas plutônicas diferenciadas; e Suíte Magmática de Poço da Cruz (*augen* gnaisses graníticos a quartzo-monzoníticos, encerrando formas xenolíticas das suítes anteriores e de metassedimentos do Complexo Serra dos Quintos).

Uma característica marcante de TRP é a ampla ocorrência de *augen* ortognaisses (suítes G2, de Jardim de Sá 1994), além de diversos batólitos e *stocks* de granitóides proterozóico-cambrianos, formando suítes de cedo a pós-tectônicas.

Quanto aos aspectos cronoradiométricos da parte compreendida entre a ZCPa e o Terreno Seridó, os estudos de Jardim de Sá (1994) e Magini *et al.* (1997) mostram uma predominância de ortognaisses granitoides de idades compreendidas entre 2,24 Ga e 2,15 Ga (migmatização em torno de 2,0 Ga).

2.1.1.1.3 Terrenos São José do Campestre

Os Terrenos São José do Campestre, limitado a oeste com os Terrenos Rio Piranhas-Seridó, pela zona de cisalhamento Picuí-João Câmara a leste e, a norte, é recoberto por sedimentos fanerozóicos. Inclui a mais antiga crosta da plataforma sulamericana, o

Metatalito Bom Jesus, com uma idade em torno de 3,4 Ga. Apresenta rochas maficas/ultramaficas, sendo constituido, predominantemente, por ortognaisses tipo TTG, que se trata dos tipos mais antigos, e uma suíte mais granítica, culminando com sienogranitos com tendência alcalina, oriundos de três diferentes períodos de magmatismo. A unidade litoestratigráficas mais relevante da região em estudo é o Grupo Seridó.

2.1.1.1.4 Grupo Seridó

Trata-se da unidade tectônica mais estudada do Domínio Rio Grande do Norte, onde, entre as décadas de 40 e 70, importantes depósitos e jazidas de scheelita e minerais de pegmatitos despertaram interesses de entidades públicas e privadas.

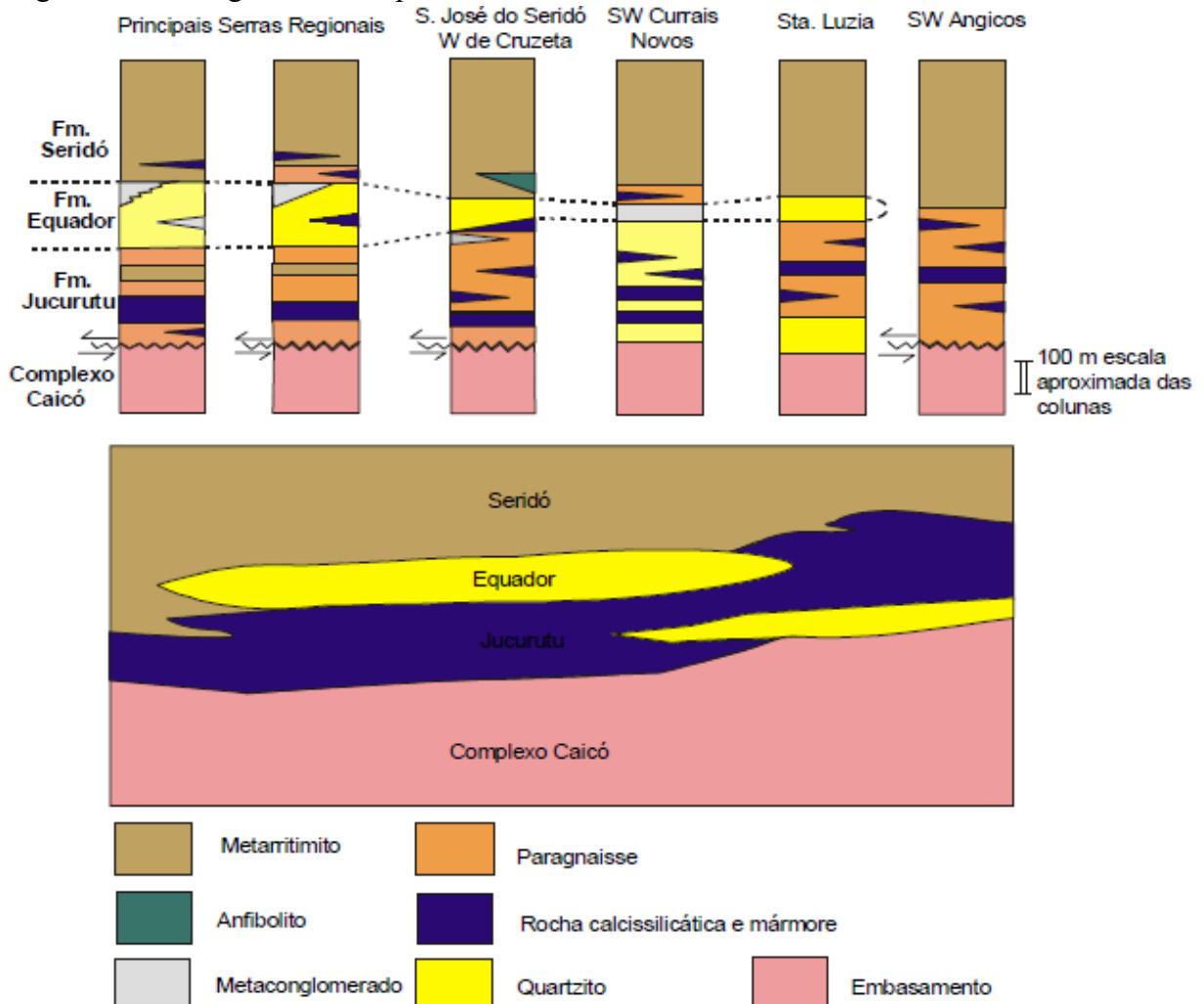
O Grupo Seridó ou Faixa Seridó constitui a Faixa de Dobramentos Seridó de Brito Neves, Kawashita, Pessoa (1975). Ocorre na porção central do Estado, associada à Orogênese Brasiliiana/Pan-Africana, sendo constituído pelas formações Jucurutu, Equador e Seridó. Essas formações são representadas por rochas metassedimentares de ambiente plataforma marinho a turbidítico profundo.

Ferreira e Albuquerque (1969) definem o Grupo Seridó como constituído pelas formações Equador (base), Jucurutu (intermediário) e Seridó (topo), cabendo a Jardim de Sá e Salim (1980) e Jardim de Sá (1984) o empilhamento estratigráfico atualmente aceito, com a Formação Jucurutu, na base da sequência, sucedida pelas formações Equador e Seridó no topo.

O embasamento do Grupo Seridó apresenta composição gnássica-granítica-migmatítica Paleoproterozoica e uma sequência supracrustal metavulcanossedimentar Neoproterozoica (Figura 4), que se constitui, da base para o topo:

- Formação Jucurutu: constituída por paragnaisses quartzo-feldspáticos, com pouca biotita ± muscovita ± epidoto (Soares *et al.*, 2014);
- Formação Equador: apresenta quartzitos variados, com intercalações de metaconglomerados mono e polimíticos, micaxistas e rochas calcissilicáticas (Cavalcante, 1999);
- Formação Seridó: unidade dominante, constituída de depósitos turbitíticos flyscóides dominados por micaxistas aluminosos e feldspáticos, localmente migmatizados e com pequenas intercalações de mármore, rochas calcissilicáticas, metaconglomerados polimíticos e ortoanfibolitos (Jardim de Sá; Medeiros; Castro, 1997).

Figura 4 – Estratigrafia do Grupo Seridó



Fonte: Santos, Ferreira, Silva Jr. (2002)

É notável a presença de corpos graníticos em toda a Faixa Seridó, como pegmatitos graníticos com níveis de evolução geoquímica diferenciados, nos quais são encontradas principalmente mineralizações de Be, Ta-Nb, Sn, Li, (Soares *et al.*, 2014).

Segundo Da Silva, Hill e Beurlen (1995), podem ser encontrados mais de 1500 pegmatitos na região. Os pegmatitos do Seridó mostram uma mineralogia de composição granulométrica, na qual abriga K-feldspato, albita, quartzo, muscovita e ocasionalmente biotita. A maioria dos pegmatitos dessa região é bastante homogênea, mas ocorre zoneamento ocasionalmente.

Aproximadamente 80% dos pegmatitos mineralizados estão encaixados nos xistos da Formação Seridó, e 11% encontram-se encaixados nos quartzitos da Formação Equador (Da Silva; Hill; Beurlen, 1995).

Os pegmatitos da Província Pegmatítica da Borborema possuem alta resistência à erosão, enquanto as rochas encaixantes se desgastam mais rapidamente sob ação do intemperismo. Dessa forma, a erosão dos pegmatitos ocorre mais lentamente, enquanto a rocha circunvizinha ocorre de forma mais acelerada, o que permite que muitos desses pegmatitos possam ser lavrados a céu aberto.

2.2 Província Pegmatítica da Borborema – Seridó

A Província Pegmatítica da Borborema (PPB), assim chamada primeiramente por Scorza (1944), abrange os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba e constitui umas das principais áreas de concentração de pegmatitos do Nordeste do Brasil.

As rochas pegmatíticas, objeto de estudo desta pesquisa, estão inseridas na parte central entre esses dois Estados, preenchendo a borda ocidental do Planalto da Borborema e região fisiográfica do Seridó, distribuídas em uma faixa de direção NS/NE-SW.

Geologicamente, os corpos pegmatíticos, encontram-se encaixados nos micaxistas, quartzitos e gnaisses e migmatitos do Grupo Seridó e Complexo Gnáissico-Migmatítico.

A grande maioria dos pegmatitos da Borborema-Seridó são mineralizados em tantalita-columbita e berilo. Esta associação é encontrada inclusive naqueles pegmatitos em que domina a paragênese espodumênio-cassiterita (Li-Sn), sendo a Província essencialmente tantalífera-berilífera. As mineralizações encontram-se nos pegmatitos heterogêneos, e em menor proporção em homogêneos e mistos. Essa faixa é uma das áreas do Nordeste do Brasil mais conhecidas por recursos minerais.

2.2.1 Caulim na Província Pegmatítica da Borborema (PPB)

Na região compreendia entre os municípios do Junco do Seridó/PB e Equador/RN, ocorrem diversos depósitos de caulinss associados à alteração de pegmatitos. Os pegmatitos caulinizados estão inseridos no Grupo Seridó de idade Pré-Cambriana e possuem grande variação de tamanho, podendo chegar a dezenas de metros de largura (Silva e Dantas, 1997).

Os depósitos de caulinss da província Borborema-Seridó são lavrados há bastante tempo, mas de maneira rudimentar, sem um estudo prévio das jazidas e das condições geológicas de formação dos depósitos. A ausência de conhecimento sobre a geologia dos depósitos da região e de tecnologias de lavra e beneficiamento acarretam perdas significativas do minério.

O caulim da PPB é de origem primária, encontrando-se associado aos minerais como quartzo, feldspato e muscovita. Entre as suas principais impurezas, destacam-se os óxidos de ferro que são, principalmente, a hematita e a magnetita (Da Silva, 2008).

Para Siss (2012) as políticas de ação afirmativas constituem políticas públicas, estatais e de caráter compulsório, elaboradas e implementadas pelo Estado, ou seja, é o Estado em ação.

3 GEOLOGIA LOCAL

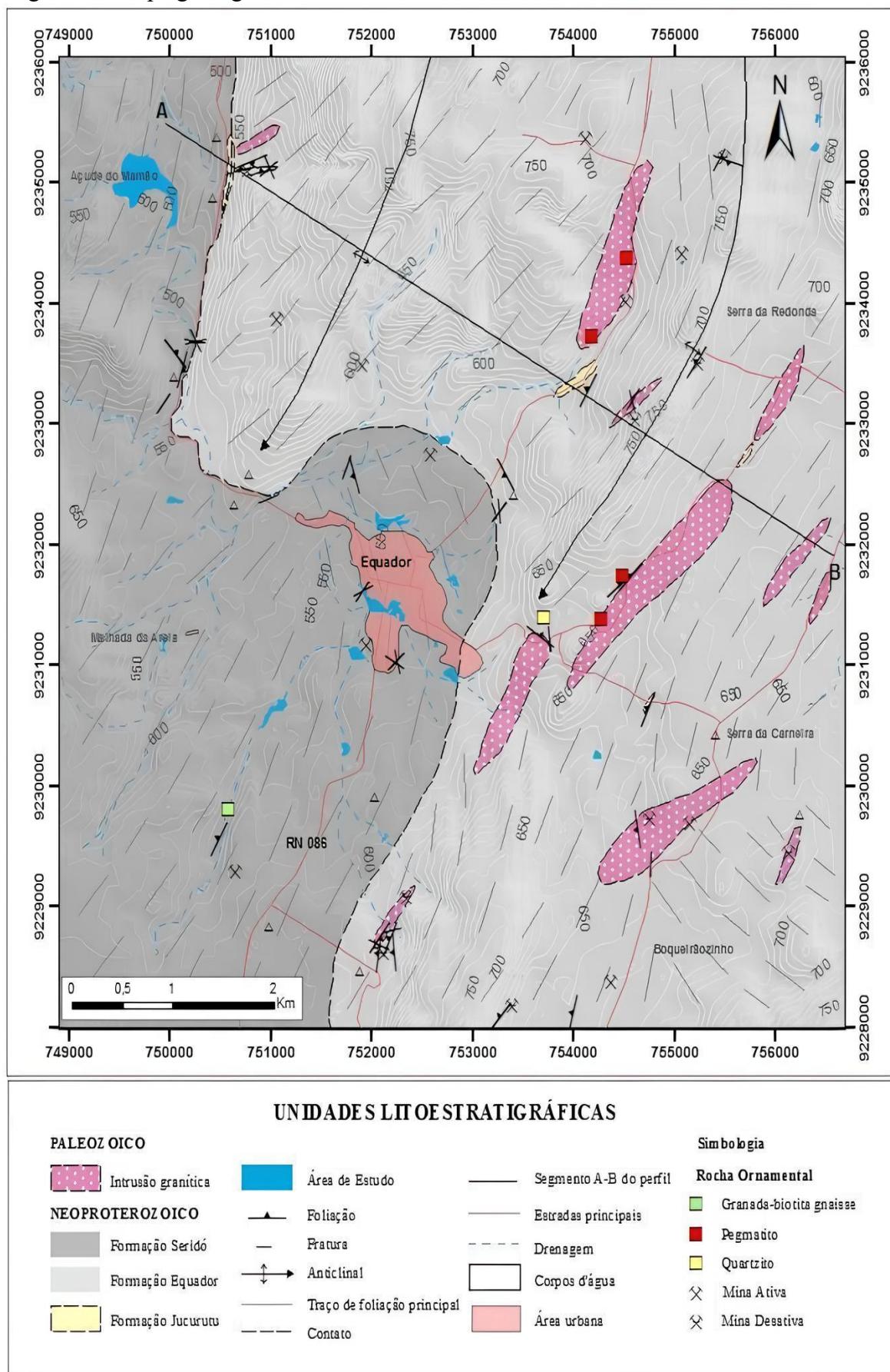
Neste Capítulo, estão compilados dados de descrições das unidades litológicas pertencentes ao Grupo Seridó, mapeadas com escala de 1:30.000, buscando assim, definir principais características texturais, mineralógicas e estruturais dos litotipos aflorantes da área, como mostra a figura 5 abaixo.

As unidades aqui cartografadas fazem parte de uma extensa faixa de Dobramentos Seridó segundo Brito Neves (1975), denominada Faixa Seridó, entre os limites tectônicos Domínio Rio Piranhas-Faixa Seridó.

Ferreira e Albuquerque (1969) classificou o empilhamento estratigráfico do Grupo Seridó, sendo constituído pelas formações Equador no sotoposto, Jucurutu e Seridó sobreposto.

O atual empilhamento aceito foi proposto por Jardim de Sá e Salim (1980) e Jardim de Sá (1984) com a Formação Jucurutu na base, seguida de formação equador e Seridó no topo. Ferreira e Santos (2000) reclassificaram sugerindo na base do grupo, uma sequência metavulcanosedimentar, na qual denominaram de Formação Serra dos Quintos, sendo então uma porção inferior da Formação Jucurutu e correlacionada a esta.

Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo



Fonte: Santos, Ferreira, Silva Jr. (2002).

3.1 Formação Jucurutu

Foi definida por Ferreira e Albuquerque (1969) como essencialmente formadas por gnaisses com lentes de epidoto. Ocorre no interior das faixas dobradas como estreitas camadas bordejando plútuns graníticos. Nas faixas, é possível observar contatos gradacionais por alternância de camadas ou variação composicional e transição entre Formação Jucurutu/Seridó e Formação Jucurutu/Equador.

3.1.1 Rochas Calcissilicáticas

As rochas calcissilicáticas afloram como lentes, podendo ocorrer associadas às Formações Seridó e Equador, e estão distribuídas de forma irregular. Associadas aos minerais calcissilicatados, aparecem intercaladas aos quartzitos. Apresentam-se bastante silicificados, indicando que passaram por metamorfismo de contato. Ocorrem tanto como blocos soltos quanto em cortes de estradas, de dimensões métricas exibindo foliações concordantes aos quartzitos e de baixa a média angulação.

São rochas mesocráticas, com colorações esverdeadas com alternância de bandas. A mineralogia é composta por anfibólios, clinopiroxênios, epidoto, biotita, quartzo, plagioclásio, feldspato.

3.1.1.1 Epidoto-hornblenda calcissilicática

Esta unidade litológica ocorre como pequenas lentes na região NE da área. Aparece intercalada com o pegmatito em afloramentos rasteiros na estrada que com espessura de ordem métrica, de coloração esverdeada escuro a preto e granulação média, apresentando bandamentos dos cristais.

A rocha calcissilicáticas, macroscopicamente, apresenta bandamento composicional de ordem milimétrica a centimétrica, definido por níveis félsicos (quartzo, feldspato e plagioclásio) e maficos, formados por anfibólios já alterados no processo de epidotização (Figura 6).

Figura 6 – Rocha calcissilicáticas



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nos aspectos microscópicos, os cristais apresentam textura granolepidoblastica, exibindo uma orientação preferencial dos minerais com espessura e comprimento irregular dos anfibólios, e intenso processo de epidotização. É constituída principalmente por minerais calcissilicatados como epidoto, hornblenda, actinolita bem orientados e com quantidades menores de quartzo, plagioclásio e microclina.

O epidoto (30%) apresenta forma anédrica com tamanhos irregulares e fraturas em seus grãos. Esse mineral aparece como produto de alteração e encontra-se intercrescida no anfibólito (Figuras 7A e B), principal fonte para sua formação. Formam agregados granulares entre seus grãos com contato côncavo-convexo e apresentam tamanho médio de 0,2 mm.

A hornblenda verde (25%) aparece de forma heterogênea, frequentemente sendo transformada para epidoto, o que pode ser observado nas Figuras 7A e B. São cristais subidiomórficos a xenomórficos, de dimensões médias de 0,8 mm, que formam contatos irregulares. Apresenta clivagem em uma direção e está disposta de forma paralela à orientação preferencial da xistosidade.

O quartzo (20%) é anédricos, apresenta tamanhos irregulares, sendo que os maiores cristais podem chegar a 0,5 mm. Possui forma granular entre os grãos (Figuras 7A e D). Aparece

em alguns lugares bem fraturados, com orientação diversa.

O plagioclásio (8%) se mostra xenomórfico, com grãos apresentando dimensões variadas, cuja faixa de tamanho está em 0,5 a 1,0 mm. Formam contato lobado com o quartzo. Aparecem turvos com maclas polissintéticas (albita, albita-periclina), como mostra a Figura 7D.

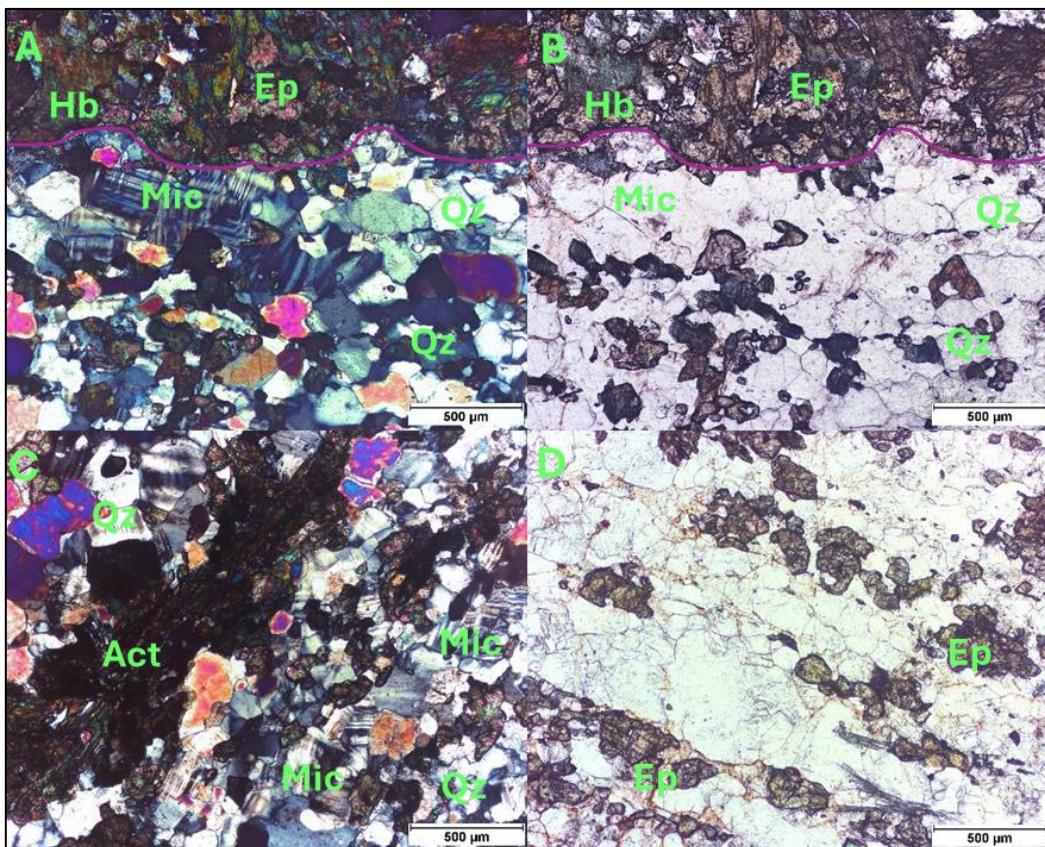
A microclina (8%) é anédrica, com boa germinação albita-periclina (Figura 7A), de contato interlobado entre os grãos, e dimensões menores que 1,0 mm.

A actinolita (5%) apresenta-se alongada, com aspecto de feição esquelética (Figura 7C), ou como cristais prismáticos. Podem estar associadas como produtos de alteração da hornblenda. Os grãos podem apresentar tamanhos de até 1 mm.

O feldspato (2%) foi identificado pela macla *Karlsbad*. Possui tamanhos irregulares, cuja dimensão média está em torno de 0,3 mm.

A titanita (< 1%) também aparece em pequenas quantidades. São anédricas e estão associadas aos anfibólitos, sendo, portanto, produto de desestabilização desse mineral.

Figura 7 – Mineralogia identificada em lâmina Hb(hornblenda), Epidoto (Ep), Quartzo (Qz), Microclina (Mic) e Actiniolita (Act)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.1.1.2 Clinopiroxênio-epidoto calcissilicática

A rocha se encontra na porção ESE da área, intercalada com o quartzito, apresentando planos de foliação para SW, corresponde a $205^{\circ}/42^{\circ}$ (Figura 8A).

São corpos maciços ou bandados apresentando coloração características, verde escura a negro, em corte de estrada, de ordem métrica, com porções leucocráticas, produto de fusão parcial (Figura 8B).

Mineralogicamente, estão associadas à clinopiroxênio e anfibólios com intenso processo de alteração para epidoto e clorita, além de plagioclásio intercrescida com grandes cristais de apatita.

Figura 8 – A) Rocha calcissilicáticas de coloração escura, marcada com plano de foliação; B) rocha calcissilicáticas



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os agregados dessa rocha apresentam textura granoblástica a granonematoblástica, de tamanhos variados, compostos principalmente por epidoto, clinopiroxênio, plagioclásio, actinolita/tremolita, clorita e apatita como mineral acessório.

O epidoto (45%) apresenta-se como anédricos, com minerais inclusos em seus grãos. Apresenta dimensões irregulares, podendo chegar a 2 mm, com contato lobado entre os cristais. Os grãos se encontram fraturados e, em algumas porções, alteram para clorita e o plagioclásio encontra-se intercrescida com o epidoto (Figura 9A e B).

Os clinopiroxênios (25%) são xenomórficos, com contato interlobado entre os cristais. Possuem relevo moderado, fraturas, plano de clivagem em uma direção e extinção oblíqua, com ângulo de 44° . Os tamanhos dos grãos atingem o maior comprimento de 1,5 mm. Aparece já alterando para epidoto, como pode ser visto na Figura 9A, B e D.

A clorita (13%) aparece como processo de alteração (cloritização) dos minerais máficos como anfibólios bastante consumido na lâmina, e piroxênios. Apresenta-se forma

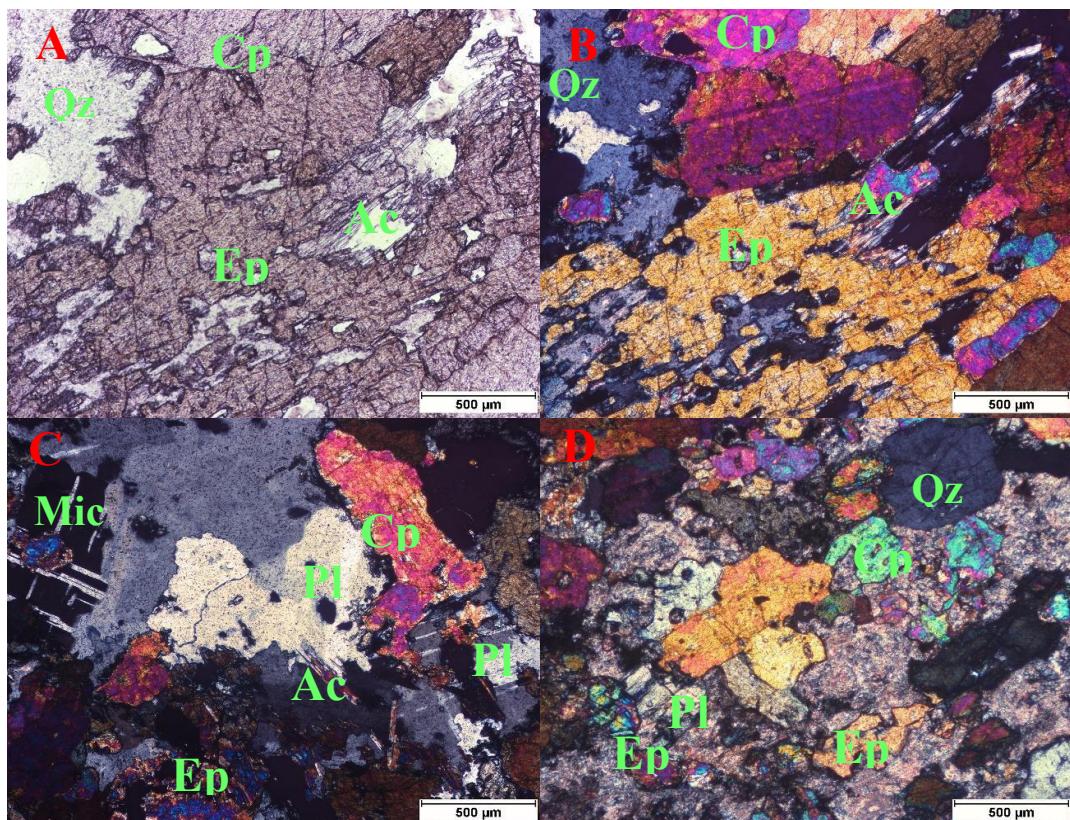
totalmente sem forma, como uma espécie de massa circundando os agregados de grãos (Figura 9D).

O plagioclásio (10%) aparece no processo de saussuritização, onde é alterado em um epidoto, o que pode ser observado na Figura 9B. Em grãos não alterados, apresenta germinação bem fraca do tipo albita (Figura 9C). Seus cristais são xenomórficos, com relação de contato lobado e tamanho médio de 1,0 mm.

A apatita (5%) aparece de forma incolor, relevo moderado, não há clivagem, aparece em seção basal hexagonal. É anédrica e apresenta tamanhos variados, cuja média é 0,6 mm. À luz polarizada, é isotrópica (Figura 9D).

A actinolita (2%) apresenta-se em pequena proporção, resquício do que não foi consumido pelo epidoto. Sua desestabilização para esse mineral é comum. Os cristais são alongados, hipidiomórficos, de aspecto fibroso, com contato lateral reto (Figuras 9A e B). Possuem tamanhos médios de 0,6 mm.

Figura 9 – Mineralogia identificada em lâmina Clinopiroxênio (Cpx), Epidoto (Ep), Quartzo (Qz), Microclina (Mic) e Actiniolita (Act)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.1.1.3 Transição de Quartzito para Calcissilicática

Encontra-se na parte NE da área, associadas ao quartzito, marcada por níveis de coloração mais escuras a claras, sendo encontrada *in situ*, com extensão métrica, na estrada (Figura 10B e C). Os níveis de minerais máficos correspondem a anfibólios e epidoto, e faixas felsicas formadas por plagioclásio e quartzo, exibindo uma alternância entre as bandas (Figura 10A). A transição é caracterizada pela hornblenda, apresentando granulometria médias dos minerais, foliação de baixo ângulo e trend para NW.

Figura 10 – A) Porção centimétrica de faixa representada por minerais máficos como biotita, anfibólio; B) Alternâncias de níveis compostionais



Fonte: Elaborado pelo autor.

Microscopicamente, essa variedade rochosa exibe uma textura granoblástica e apresenta mineralogia que está presente nas Formações Equador e Jucurutu, como quartzo, epidoto, hornblenda, plagioclásio, cordierita, biotita e titanita.

O quartzo (60%) constitui cristais xenomórficos e, localmente, apresentam padrão de subgrão. Os cristais são alongados e possuem tamanhos diversos, com dimensões médias de 0,6 mm (Figuras 11A, B, C e D). O quartzo possui extinção ondulante e relação de contato lobado com ele mesmo.

O epidoto (15%) ocorre como cristais subidiomórficos, com dimensões médias de 0,5 mm, e constitui o principal mineral de alteração. Os cristais fazem contato lobado com o quartzo (Figura 11B) e tendem a retilíneo com o plagioclásio.

A hornblenda (10%) constitui cristais xenomórficos, com bordas lobadas e dimensões médias aproximadas de 0,8 mm. Apresenta pleocroismo intenso, que varia de verde oliva a verde escuro. Além do pleocroismo, outro aspecto auxiliou na identificação do anfibólio: a extinção ocorre a cada 25°. Sua relação de contato com o quartzo é do tipo côncavo-convexo.

Em algumas porções, a hornblenda entra em equilíbrio ao se alterar para biotita, o

que pode ser visto na Figura 11A.

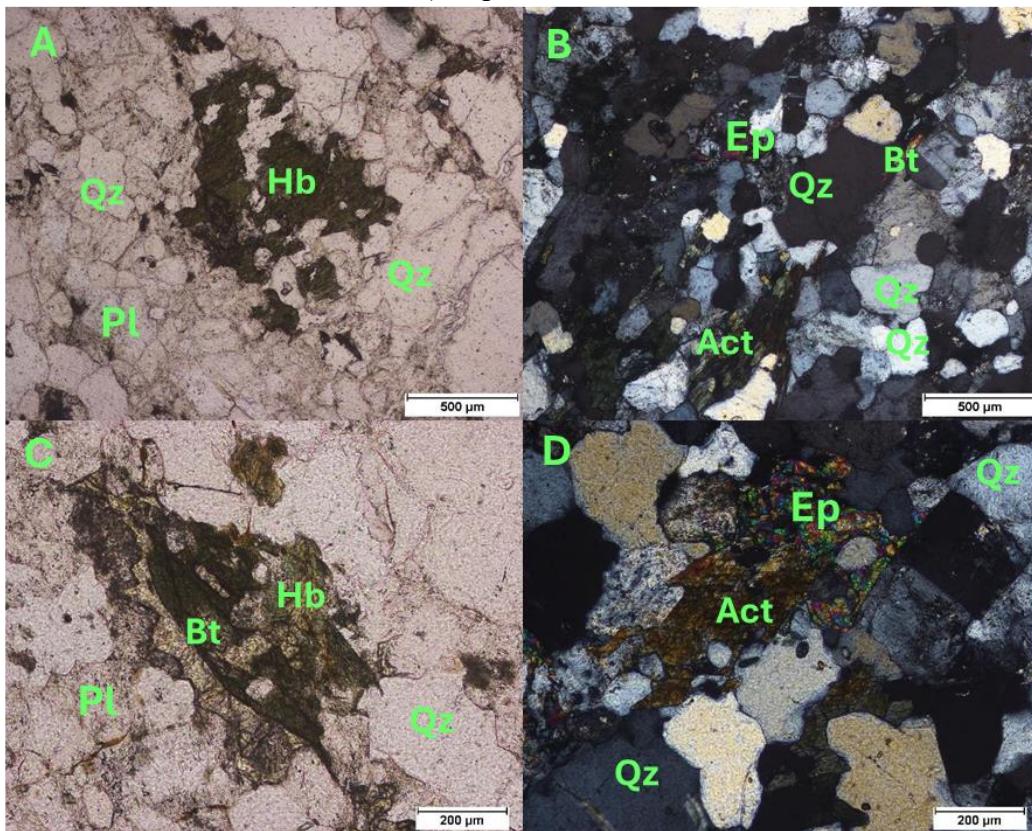
O plagioclásio (7%) ocorre como cristais anedrais, localmente com geminação polissintéticas (Figura 11D) e apresentam tamanho médio de 0,3 mm. Os contatos são sinuosos com o quartzo e com ele mesmo e tendem a retilíneos com o epidoto. Mostram saussuritização moderada e recorrente e sericitização fraca e local.

A cordierita (5%) ocorre como cristais xenomórficos, com tamanhos variados. Fazem contato reto com o plagioclásio, lobado com ela mesma, com a biotita e com o quartzo (Figura 11A). Possui dimensões médias de 0,4 mm.

A biotita (2%) ocorre como lamelas, sendo resultado da alteração da hornblenda (Figura 11B). Isso pode ter ocorrido em decorrência de um fluido com mais baixa temperatura. Os cristais possuem tamanho irregulares em torno de 0,3 mm.

A titanita (1%) ocorre como mineral acessório e está inclusa no anfibólito, como pode ser observado na Figura 11C. Possui extinção um pouco mosqueada e tamanho médio de 0,2 mm.

Figura 11 – A) Alteração do mineral de hornblenda para biotita, criando bordas de alteração; B) Hornblenda com intercrescimento de epidoto; C) Mineral de titanita incluso na hornblenda; D) Aspecto textural da rocha



Fonte: Elaborado pelo autor.

A transição das formações é marcada pela presença da hornblenda, em processo de alteração, produzindo biotita, o que pode ser evidenciada na Figura 11A. O crescimento de biotita nas bordas da hornblenda indica retro metamorfismo, e está diretamente relacionada a intrusão magmática ocorrida próximo, no estágio de resfriamento dos fluidos. O Ca²⁺ liberado durante essas reações, produz epidoto.

3.2 Formação Equador

Definida por Ebert (1969), a Formação Equador é constituída predominantemente por muscovita quartzito com porções arcoseanas, intercalados com metaconglomerados (não cartografados), lentes calcissilicáticas e micaxistas. O contato com as formações Jucurutu e Seridó, se faz através de variação composicional progressiva entre elas.

As mineralizações associadas a esta formação consistem caulinitas em pegmatito e extração de rocha ornamentais no caso quartzito equador e metaconglomerados.

3.2.1 Quartzito

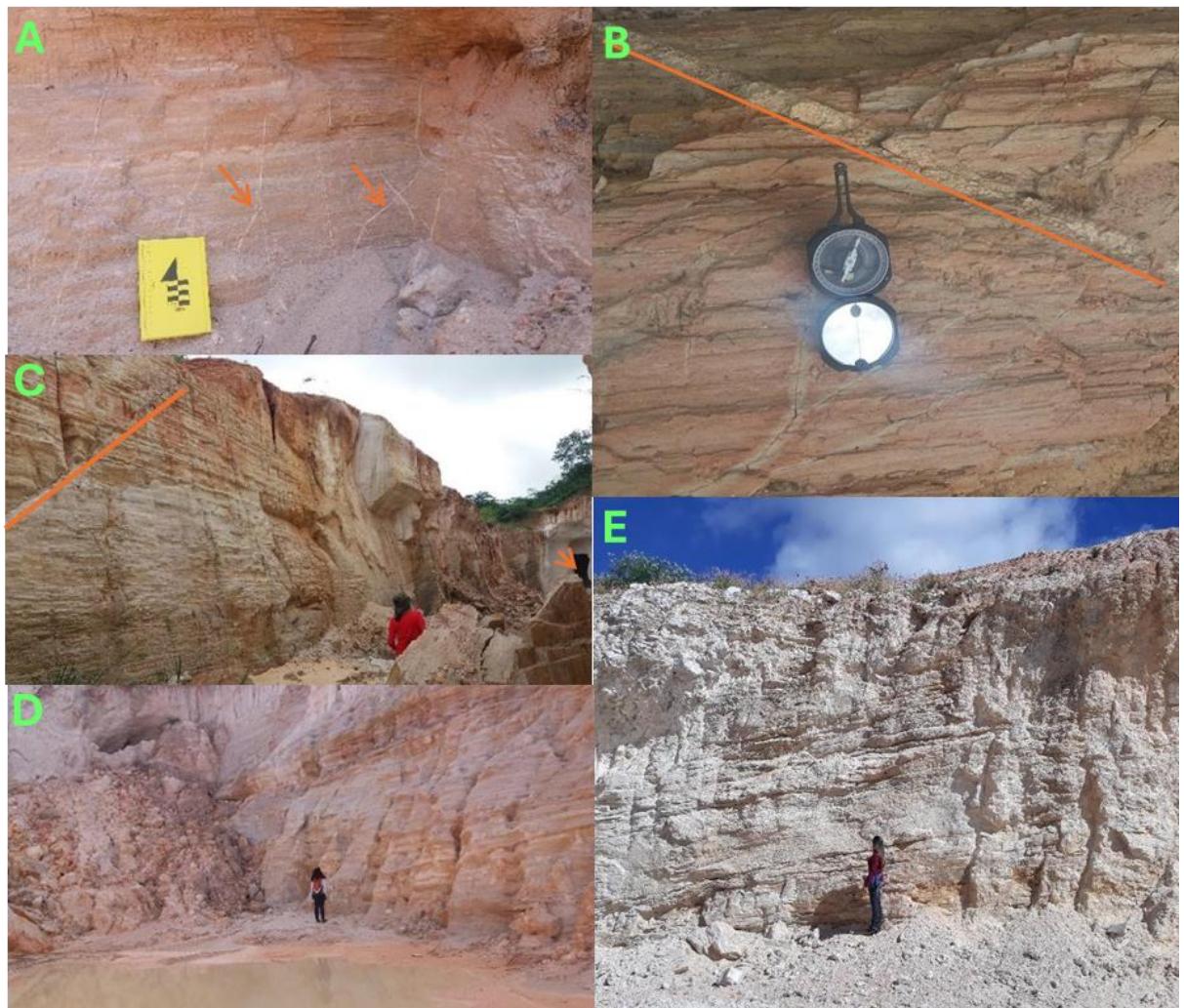
O quartzito é a principal litologia da Formação Equador, recobrindo aproximadamente 55% da área de estudo. O quartzito apresenta em sua mineralogia predominante, quartzo, feldspato, plagioclásio, biotita, Microclina, turmalina, óxido de manganês com forma dendrítica. Os quartzitos da região apresentam características singulares que permitem individualizar a litologia em subgrupos, com porções compostionais mais feldspáticos, moscovíticas e puras.

Os quartzitos arcoseanos apresentam coloração creme a avermelhada, com planos de foliação bem-marcados, de espessuras variando até 20 centímetros, com granulometria fina a média (Figura 12D e E). Seus planos são cortados por veios finos a médios, preenchidos, às vezes, por caulim ou quartzo e fenocristais de quartzo variando bastante de tamanho, podendo ter o tamanho de uma circunferência de uma moeda até dezenas de centímetros de comprimento (Figura 12A, B e C). Apresentam estruturas de deformação em cristais de quartzo em forma de boudin.

A quantidade superior de feldspato em relação ao quartzo indica que o quartzito ainda não foi retrabalhado o suficiente para ser composto predominantemente por quartzo metamorfizado que, por possuir uma maior dureza que o feldspato (quartzo possui dureza 7 e feldspato possui dureza 6 na Escala de Mohs), apresenta maior resistência a ação do

intemperismo. Essas características permitem que o quartzito feldspáticos adquira um aspecto de rocha friável, e em algumas porções há o desenvolvimento do caulim através da alteração do feldspato.

Figura 12 – Aspectos estruturais e indicadores de metamorfismo observados em afloramentos



Fonte: Elaborado pelo autor.

Já o muscovita-quartzito, apresenta coloração que varia de tons amarelados a alaranjados. A tonalidade alaranjada é resultado da oxidação da biotita que por sua vez se desestabiliza e provoca uma migração do Fe^{+3} para a muscovita. O ferro também é um contaminante para o caulim, porém isso será retratado com mais detalhe no decorrer da descrição. Além disso possui aspectos característicos como brilho acentuado, textura sedosa, com foliação bem-marcadas pelos planos de mica devido à forte orientação de muscovita, biotita (Figura 13A e B). Esses minerais, por sua vez, transmitem ao quartzito feições que se assemelham a uma foliação xistosa, formada por planos de espessura milimétrica, com

granulometria fina, característico de material friável.

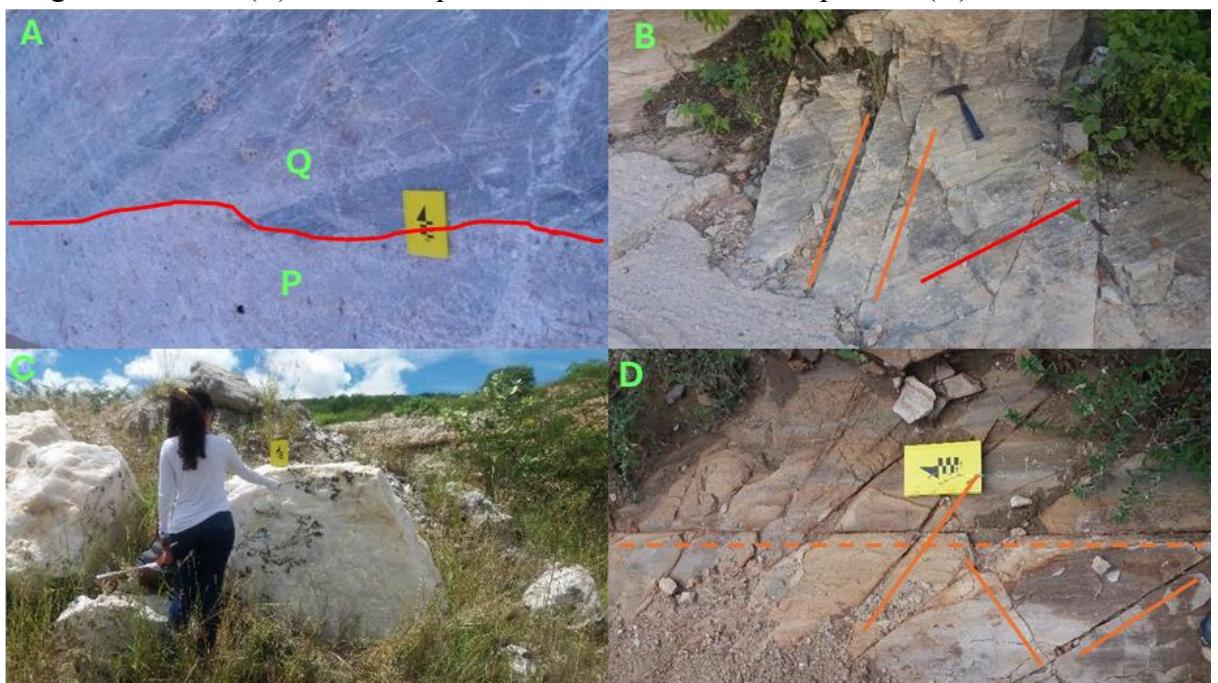
Figura 13 – A) Fratura no quartzito preenchida por quartzo; B) quartzito com maior concentração de muscovita



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em algumas regiões, é possível visualizar um aspecto típico de quartzito, com ausência ou pouca quantidade de mica, com coloração branca a acinzentada, sendo esta porção mais silicosa alvo na região de extração para rochas ornamentais (Figura 14B, C e D). Foi encontrando na área essa porção composicional em contato com o pegmatito (Figura 14A).

Figura 14 – Contato do pegmatito com quartzito(A), Quartzito com famílias de fratura às margens da estrada(B), Bloco de quartzo, Planos de fratura em quartzito(D)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em linhas gerais, os quartzitos apresentam foliações com espessura na ordem de milímetros, com direção preferencial NW-SE e SW-NE em menor ocorrência. Os veios de

quartzo leitoso aparecem preenchendo fraturas entre os planos de foliação, com espessuras que variam de 2 a 20 cm e comprimento na ordem de centímetros a metros, podendo ser concordantes com a foliação ou não. As fraturas, orientadas na direção NE, chegam a apresentar extensões métricas, o que facilitou o fluxo dos fluidos hidrotermais nesses espaços, cristalizando em plút ons graníticos, alojados na estrutura.

3.2.2 Clorita-muscovita quartzito

É encontrada na porção sul da área, onde se concentram os quartzitos com maior percentual de muscovita em sua composição. Ocorre *in situ*, com granulação média de coloração bege alaranjada, sendo composta essencialmente por quartzo e muscovita (Figura 15). A rocha apresenta um aspecto xistoso, proveniente das micas que se concentram entre os planos de foliação.

Figura 15 – Amostra de clorita-muscovita quartzito formação Equador (D)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em lâmina delgada, é composto essencialmente por quartzo, muscovita, biotita, clorita e óxidos de ferro. Apresenta textura granolepidoblástica, com muscovita marcando a xistosidade da rocha.

O quartzo (42%) constitui como cristais xenomórficos, com alto grau de

fraturamento. Os cristais apresentam tamanhos irregulares, com dimensões médias de 1 mm.

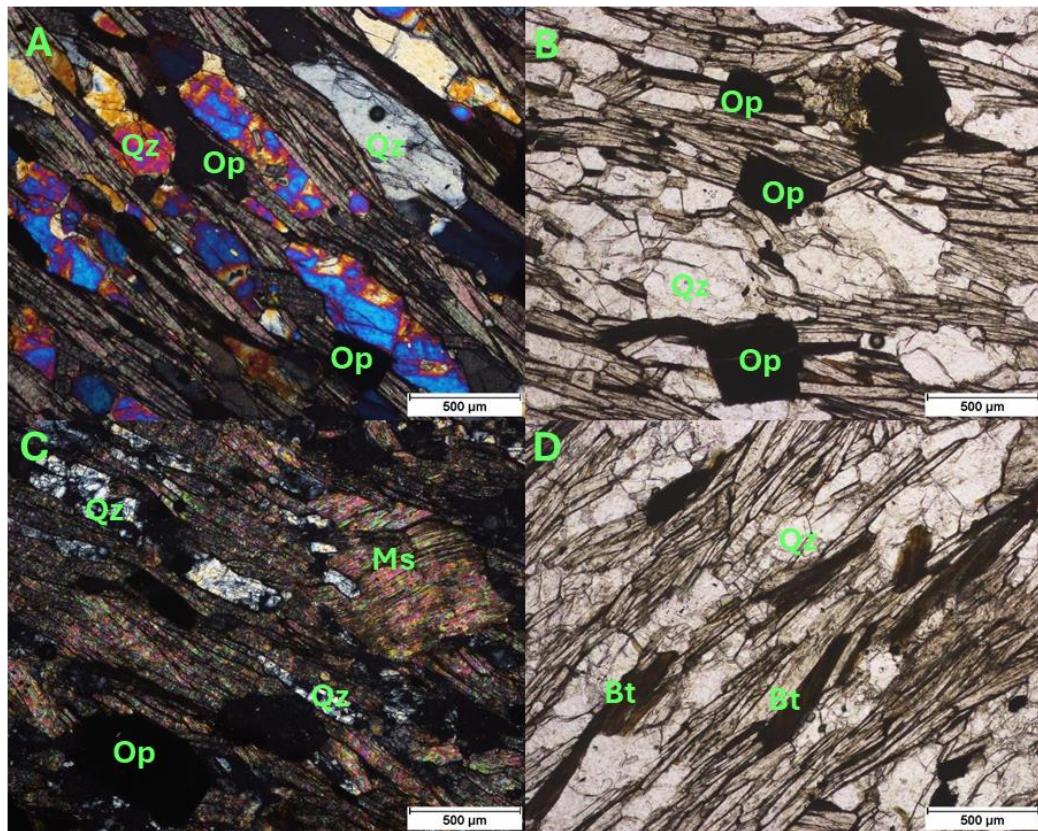
A muscovita (35%) se apresenta como cristais lamelares subidiomórficos a idiomórficos, ocorrendo em trama fortemente orientada. Em alguns pontos, existem feições de deformação que se encontram no estágio inicial para desenvolver texturas do tipo mica *fish*: os cristais são rotacionados, podendo ficar perpendiculares à foliação da rocha. Todo esse estágio é chamado de *chlorite stack* (Figura 16B). A muscovita ocorre como faixas que representam a xistosidade da rocha e, por vezes, são intercaladas com quartzo (Figura 16C). A muscovita possui dimensões médias de 1 mm.

A biotita (10%) ocorre como cristais subidiomórficos, com coloração avermelhada tendendo ao preto, o que mostra o enriquecimento em Ti (Figura 16D).

Os óxidos de ferro (10%) são provenientes da desestabilização da biotita, podendo ser encontrados nas clivagens do mineral ou dispersos na lâmina. São subidiomórficos e possuem dimensões médias de 0,3 mm.

A clorita (3%) ocorre como mineral acessório e se expressa em forma de lamelas. Possui dimensões médias de 0,25 mm (Figura 16A).

Figura 16 – Mineralogia identificada Muscovita (Ms), Biotita (Bt), Quartzo (Qz) e opacos (Op)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2.3 *Cordierita-muscovita quartzito*

Foi observada, em lâmina, a textura granoblástica, caracterizada pelo predomínio de quartzo, com cristais maiores que os dos outros minerais presentes nesse litotipo. Além do quartzo, a muscovita representa a mineralogia principal e ocupa os pequenos espaços entre os grãos. Os minerais acessórios são cordierita, feldspato potássico, plagioclásio, epidoto e óxido de ferro.

O quartzo (60%) possui forma que varia de subédricos a anédrico. Seus grãos possuem tamanhos variados cuja dimensão média corresponde a 0,5 mm. Os grãos estão bem formados, diferentes do litotipo Muscovita-quartzito, apresentando contato côncavo-convexo com outros grãos de quartzo e tendendo a retilíneo com o epidoto (Figura 17A) e com a muscovita (Figura 17B).

A muscovita (15%) predomina sob a forma subidiomórficos, fazendo contato reto com o quartzo (Figura 17B), e ocorre em menor proporção com forma anédrica, em contato côncavo-convexo também com o quartzo (Figura 17B). A muscovita não está bem desenvolvida, apresenta tamanho médio de 0,6 mm, aproveita os poros da rocha e se cristaliza ao longo deles, como está representado na Figura 16 B. Em algumas porções, a muscovita reage com o quartzo para formar feldspato potássico (Figura 17D). Essa reação é um indicativo de fácies anfibolito alto.

A cordierita (10%) se desenvolve entre os grãos de quartzo (Figura 17C). Esse mineral indica grau de temperatura mais elevado. Possui tamanho médio de 0,3 mm.

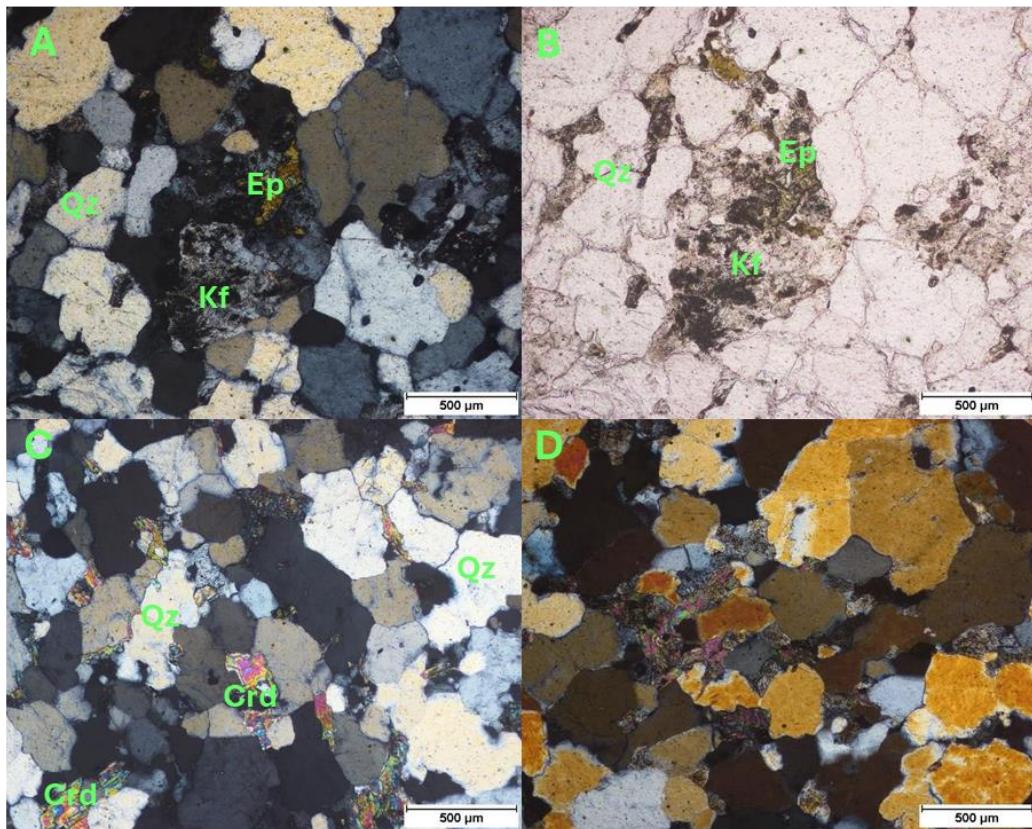
O feldspato potássico (9%) é formado devido à reação entre a muscovita e o quartzo. Esse mineral apresenta-se sericitizado em algumas porções, atribuindo-lhe um aspecto empoeirado, como mostra a Figura 17A.

O plagioclásio (3%) ocorre como cristais xenomórficos, com dimensões heterogêneas, cujo tamanho médio se encontra no intervalo de 0,6 mm. Em alguns grãos, foi visualizada a geminação polissintéticas.

O epidoto (2%) ocorre como cristais xenomórficos, de tamanho homogêneo, com dimensões aproximadas de 0,15 mm, como mostra a Figura 17C. Ele mostra um contato tendendo a retilíneo com o quartzo.

Ocorre pouco óxido de ferro (1%), com dimensões médias de 0,3 mm. É provável que seja magnetita por ocorrer associada à cordierita.

Figura 17 – Fotomicrografias da cordierita-muscovita quartzito, Quartzo (Qz), Feldspato potássico (Kf), Epidoto, (Ep), Cordierita (Crd)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2.4 Muscovita quartzito

A mineralogia principal é constituída por quartzo, biotita, plagioclásio, Microclina, muscovita e opacos. Apresenta textura granolepidoblastica, de foliação bem-marcada pela biotita e muscovita, preenchidas por quartzo, plagioclásio e Microclina.

O quartzo (55%) apresenta-se xenomórfico com distribuição homogênea na rocha, com dimensões variadas, chegando a 4,3 mm. Localmente, os cristais estão estirados e formam feições do tipo “Ribon”, como mostra a Figura 18D. Eles possuem forma subidiomórficos, apresentando relação de contato variando de interlobado a poligonal entre eles mesmos. São bem fraturados com recristalização intensa em algumas regiões (Figura 18A). Possuem inclusões de muscovita e opacos.

A biotita (15%) possui forma tabular hipidiomórfica, orientada em uma direção, atribuindo característica xistosa a rocha. As lamelas apresentam tamanhos variando de 0,2 a 0,5 mm e formam contatos retos nas laterais. São biotitas com composição rica em ferro, o que pode ser observado na intensa desestabilização do mineral para a formação de óxidos de ferro,

conforme observado nas Figuras 18B e C. Alguns cristais aparecem rotacionados perpendiculares a direção principal de foliação, exibindo feições do tipo “chlorite-mica stack”, que são pilhas em pacotes de muscovita, características de deformação posterior a deformação tectônica. Em algumas regiões, estão alterando para muscovita.

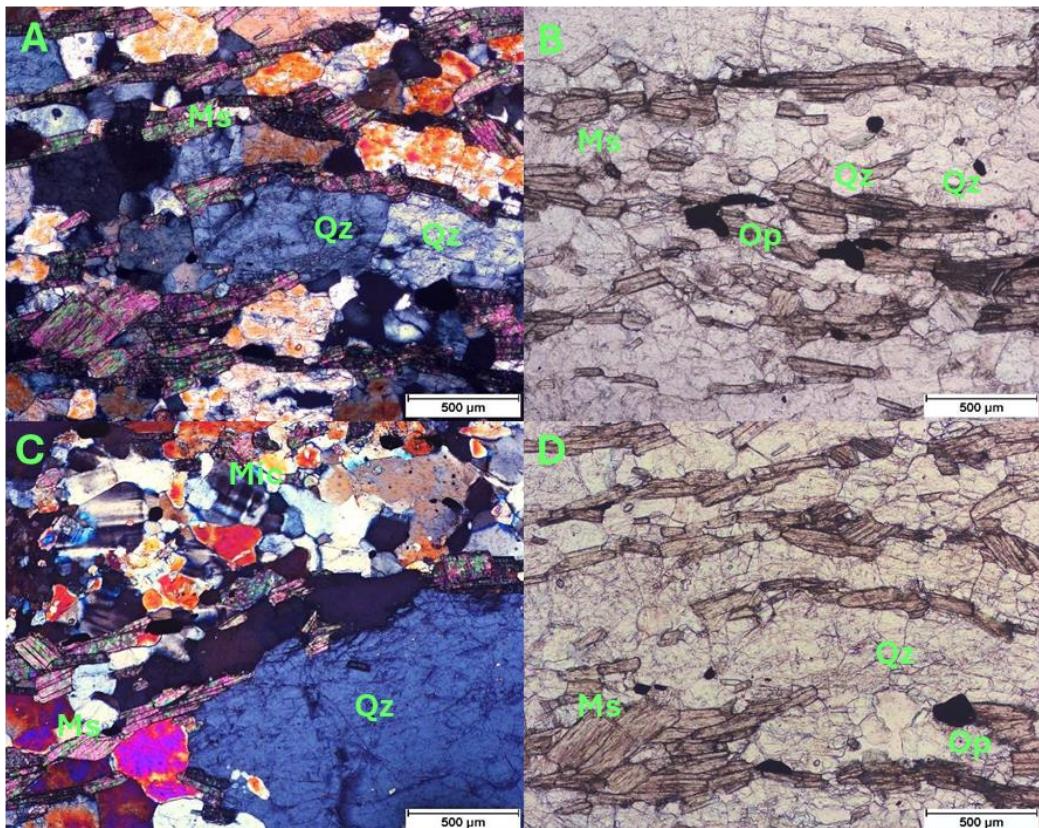
A muscovita (15%) se mostra hipidiomórfica, orientada na foliação junto com a biotita, lamelas são menores que 0,5 mm (Figura 18B).

A microclina (7%) é anedral, com boa germinação albita-periclina, já que se trata de um feldspato potássico de baixa temperatura. Os cristais possuem tamanho de 1,0 mm, como mostra a Figura 18D.

O plagioclásio (6%) é xenomórfico com maclas polissintéticas albita, às vezes aparece turvo. De tamanhos variados, os cristais possuem dimensões médias de 1,5 mm, e fazem contato interlobado com os outros minerais (Figura 18D).

Os minerais opacos (2%) são anedrais, apresentando relação de contato lobado com as biotitas e muscovitas, conforme as Figuras 18C e D.

Figura 18 – Muscovita Quartzito. Quartzo (Qz), Muscovita (Ms) e opacos (Op)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3 Formação Seridó

As sequências de micaxistas biotíticos foram denominadas por Ebert (1969) de Formação Seridó, constituída por micaxistas feldspáticos a aluminosos (biotita xistos granadíferos), intercalados de mármore, rochas calcissilicáticas, paragnaisse.

3.3.1 Rochas paragnaisse migmatizadas

A distribuição dos afloramentos dessa unidade está situada em toda parte oeste da área, com *trend* dos bandamentos gnáissicos preferencialmente para NW-SE, e mergulho para SW. Essas rochas surgem em afloramentos do tipo lajados, blocos desagregados, ou rasteiros correspondentes à Formação Seridó.

Trata-se de uma associação de rochas gnáissicas de tonalidade escura que, sob forte alteração, assume, em algumas porções, aspecto xistoso com composições biotíticas mais concentradas, tornando-se fortemente bandadas. Sua composição mineral corresponde a quartzo, plagioclásio, biotita, feldspato, granada, epidoto, turmalina (Figura 19A).

Figura 19 – Migmatito com fraturas preenchidas com quartzo



Fonte: Elaborado pelo autor.

Possuem minerais de granulação fina a média, marcados pela recristalização do quartzo, pelo estiramento mineral em algumas porções, pelos indicadores cinemáticos e pela orientação com bandamentos gnáissicos, onde se concentram biotita, dispondendo-se

paralelamente a bandas ricas em quartzo, silimanita. Os veios de quartzo e pegmatito cortam o migmatito em algumas porções, aproveitando a condicional estrutural (Figura 19D). Em outras regiões, é possível ver manifestações mais expressivas de estágio e indícios de feições migmatizados, na transição do metatexito e diatexito, indicando um grau de fusão parcial mais intenso em determinada porção do corpo, com formação de textura nebulítica, e fusões menos intensas, que deformam o bandamento gnáissico e geram dobramentos (Figura 19B e C).

3.3.2 *Granada-biotita gnaisse*

As rochas que se constituem esse tipo litológico possuem como minerais principais biotita, quartzo, e com menor quantidade, plagioclásio, silimanita/cianita, granada, turmalina, epidoto, apatita e zircão.

São rochas com estrutura gnássica bandadas, apresentando bandas de paleossoma, composto por biotita bem orientadas com inclusões em seus grãos, e bandas de leucossoma composto por minerais de quartzo, plagioclásio, muscovita e cianita/silimanita (Figura 20A). As assembleias dos grãos apresentam textura granolepidoblastica, com tamanhos variados e de granulação fina a média, marcada por uma foliação bem orientada de grãos de biotita dispostos em faixas de espessura e comprimento irregulares (Figura 20B).

Figura 20 – Amostra de mão(A), Granada biotita gnaisse e sua vista em afloramento(B)



Fonte: Elaborado pelo autor.

Microscopicamente, o quartzo (50%) se apresenta de forma anédrica, com cristais alongados, com dimensões irregulares, podendo apresentar fraturas (Figura 21A). Em algumas porções, formam faixas de grãos com granulação fina, apresentando grande recristalização, e

faixas com dimensões de grãos maiores e orientados, podendo atingir 2,3 mm. Aparece também como inclusão na biotita e granada. O contato é lobado variando a poligonal entre os cristais de quartzo e plagioclásio. Em algumas porções, ele aparece formando a junção tríplice, típica de metamorfismo de contato, o que pode ser visto na Figura 21D.

A biotita (20%) apresenta-se com seus cristais alongados, orientados na direção da foliação principal, com estruturas de rotação, em um processo de formação de *mica fish*, associadas a Zona de Cisalhamento Dúctil, como pode ser observado na Figura 21E. Possuem tamanhos irregulares, cuja dimensões médias são 0,8 mm, e formas hipidiomórfica, com contatos retos nas laterais dos cristais de biotita. Aparece em alguns pontos como alteração para muscovita, de tonalidade verde marrom escuro a amarelo pálido. Observa-se início do processo de cloritização e alteração para muscovita. Os óxidos aparecem nas bordas e são provenientes do Fe presente na biotita (Figura 21E). Inclusões como quartzo, turmalina e zircão também são vistas na biotita.

A granada (10%) é xenomórfica, de dimensões variando de 4,0 mm. Aparece com distribuição de tamanho heterogênea, textura poiquiloblástica com inclusões de quartzo e minerais opacos (Figura 21C). A cor verde-amarelo do cristal à luz polarizada indica ser espessartita.

A silimanita (6%) possui relevo alto, clivagem em uma direção e apresenta hábito tabular (Figuras 21E e F). À luz polarizada, a cor de interferência é baixa, de 1^a ordem, de coloração cinza.

O plagioclásio (4%) é xenomórfico, com tamanhos variados, cujas dimensões médias são 4 mm. Apresenta macla polissintética.

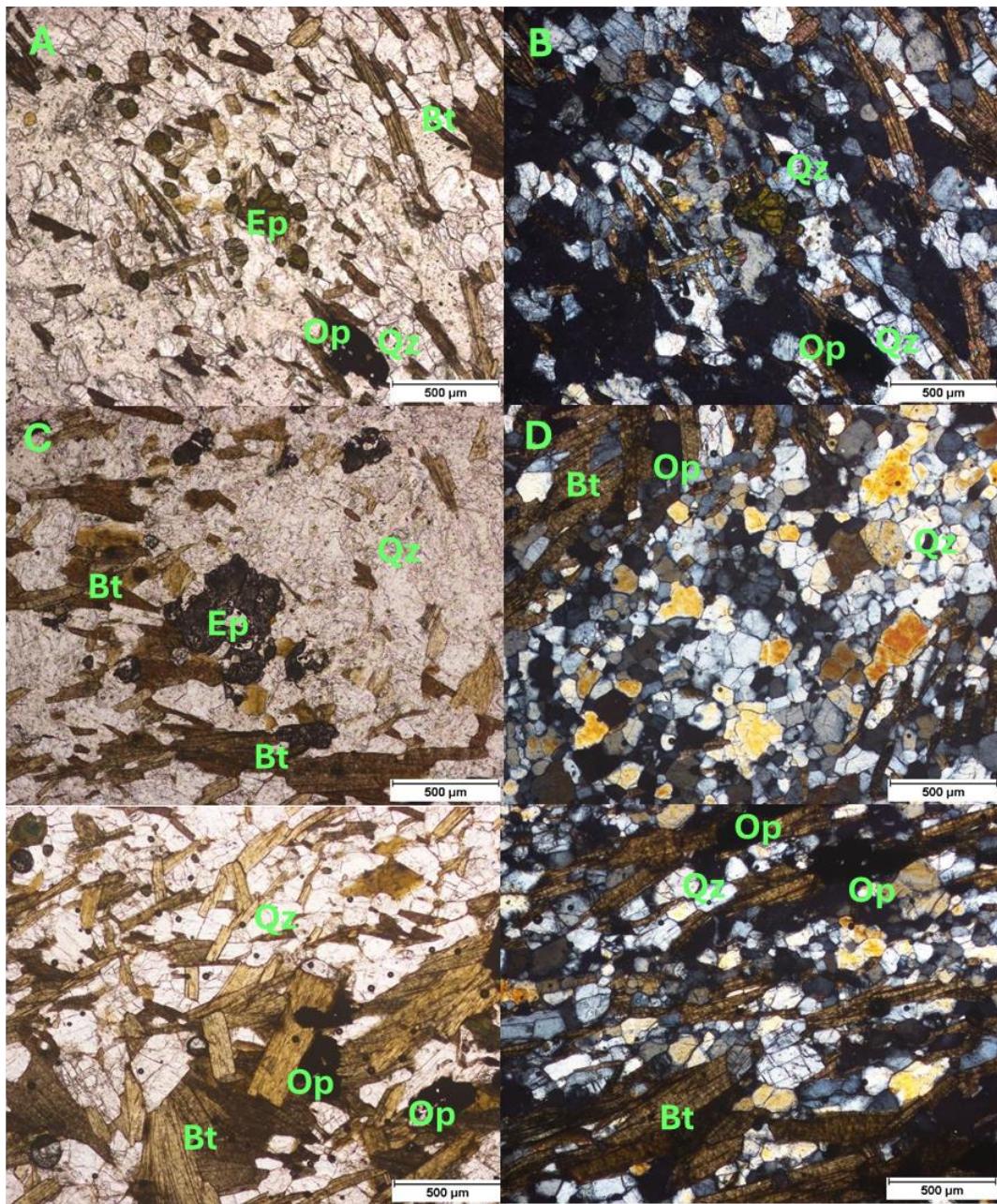
O feldspato (4%) foi identificado pela macla *Karlsbad* e se encontra disperso pela lâmina.

A turmalina (3%) aparece como mineral acessório, sendo encontrados como inclusão no quartzo e na biotita, apresentando hábito arredondado e tabular. Possui dimensões variadas, cujo tamanho médio se encontra em 0,25 mm (Figura 21E).

O epidoto (2%) é xenomórfico, com dimensões irregulares cujo tamanho médio é 0,35 mm. Suas faces irregulares apresentam contato retilíneo e côncavo-convexo com o quartzo, como mostram as Figuras 21A e B.

Os minerais opacos (1%) estão presentes em menor proporção. São xenomórficos, de tamanhos variados, medindo aproximadamente 0,2 mm. Estão associados ao cristal de biotita pela sua desestabilização (Figura 21E).

Figura 21 – Mineralogia identificada em lâmina. composta por Biotitas (EP), Quartzo (Qz), Epidoto (Ep) e minerais opacos (Op)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.4 Intrusões Plutônicas

As intrusões plutônicas pegmatíticas ocorrem em toda extensão da área em formas de diques ou aplitos, aproveitando espaço de fratura de grande extensão nos quartzitos da Formação Equador. São corpos de larga escala, obedecendo uma orientação preferencial com direções do seu eixo maior para NE. Possuem granulações médias, de coloração clara com micas bem desenvolvidas, e cristais de quartzo-feldspato e turmalina.

São alvo econômico da região de Equador, tanto de rocha ornamental, como lavra de caulim produto da alteração do feldspato.

3.4.1 Pegmatito

O pegmatito encontra-se localizado na parte leste da área de estudo com direção NE. As rochas pegmatíticas que afloram no município Equador e suas adjacências apresentam mineralogia típica de pegmatitos graníticos, sendo compostos essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio sódico (albita), muscovita e biotita aparece com pouca frequência e presença de turmalina encaixada no quartzo.

Quando mineralizados, os pegmatitos são fontes de minerais metálicos, minerais industriais e minerais-gemas. Segundo Melo (2011) e Soares (2004), os minerais acessórios que podem ser encontrados são compostos por lítio (lepidolita, zinnwaldita, espodumênio, ambligonita, petalita, eucryptita, trifilita e litiofilita, berilo, célio (pollucita e allanita); boro (turmalina); fósforo, nióbio e tântalo, estanho, urânio entre outros.

O corpo se comporta de maneira mais friável com presença de caulim, indicando desestabilização de alguns minerais, como a do feldspato. Esta desestabilidade é causada pela alteração do feldspato, transformando-o em caulim (Figura 22A). Nas regiões em que o pegmatito aparece com pouco feldspato, porém muito caulinizado, significa que o feldspato já foi muito consumido. Quando o corpo não apresenta caulim, o seu aspecto é maciço (Figura 22B), já que a dureza é mais elevada do feldspato é maior.

Figura 22 – A) pegmatito caulinizado e em B) frente de lavra para rocha ornamental pegmatito



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em alguns afloramentos, os pegmatitos apresentavam zoneamento composicional. Esse zoneamento é revelado através de bolsões, que são definidos como uma região onde apresenta concentração exagerada de determinado mineral. Foram encontrados bolsões de quartzo, feldspato e espodumênio, reconhecido posteriormente em laboratório (Figura 23A e B).

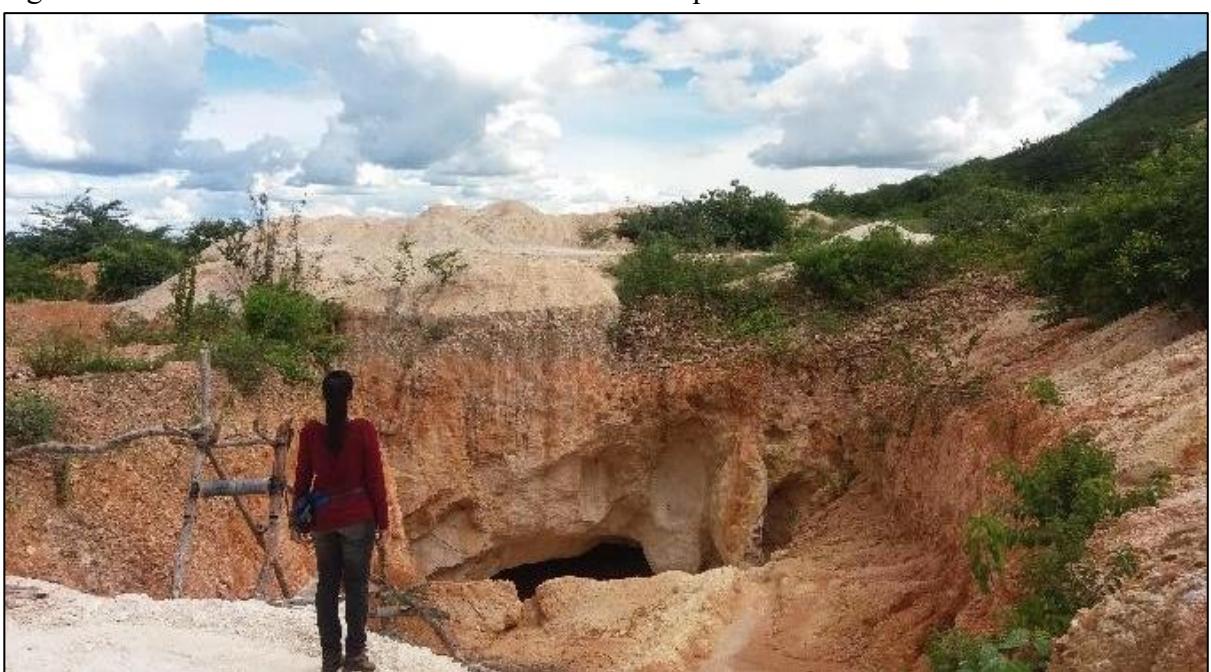
Figura 23 – A) espodumenio alterado e em B) plagioclásio em pegmatito



Fonte: Elaborado pelo autor.

Apesar de toda essa abundância no afloramento, em outras regiões, o pegmatito ocorre como lente de aproximadamente 10 m de comprimento. Para exemplificar, na primeira cava visitada, existe uma lente de pegmatito (Figura 24) dentro do quartzito, e o caúlim ocorre ao fundo da cava.

Figura 24 – Frente de lavra de caúlim intercalada em quartzito



Fonte: Elaborado pelo autor.

A zona intermediária interna dos pegmatitos possui mineralogia simples, formada pela associação quartzo e feldspato, causando um impacto visual pela diminuição da granulometria da rocha (Figura 25A). Essa granulometria mais fina lembra a textura afanítica, produzida pela ação de intemperismo físico, com porções de megacristais de feldspato. A feição geológica marcante desta zona é a presença de textura gráfica, relacionada ao intercrescimento “vermiforme” desses minerais silicáticos. Essa textura é um indício de que o intercrescimento do quartzo e do feldspato se deu de forma concomitante nos últimos estágios da cristalização magmática, como pode ser observado na Figura 25B.

Figura 25 – Em A) Aplito rocha de mesma composição do pegmatito com uma textura bem mais fina e em B formação de caulin em pegmatito

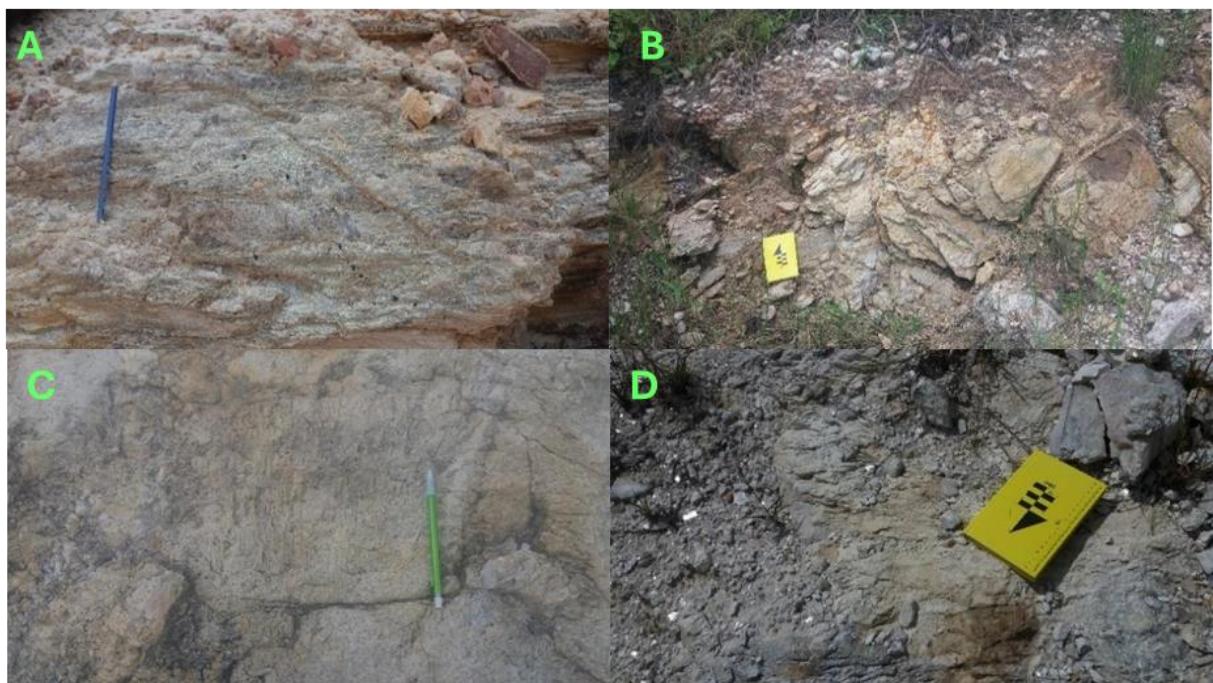


Fonte: Elaborado pelo autor.

O pegmatito apresenta alteração em algumas porções. Foi encontrada alteração nas micas, chamada de pseudomorfismo, no qual caracteriza o processo de mudança na coloração da muscovita para verde, possivelmente devido a mudança em seu aspecto estrutural (Figura 26A). Foi visto a associação do pegmatito ao quartzito marcado com o plano das micas (Figura 26B).

A maior concentração de feldspato potássico no pegmatito ocorre em veios deformados. É possível observar textura gráfica no feldspato, onde o quartzo ocorre preenchendo fraturas e em forma de simplectítitos. Contudo, o corpo apresenta baixa concentração de quartzo em relação ao feldspato potássico (Figura 26C). A condicionante para a desestabilização é causada pela estrutural da área que pode ter sido restivada gerando fluidos responsáveis pela alteração dos pegmatitos fornecendo condições para formação de caulin, conforme mostra a Figura 26D.

Figura 26 – Diferentes texturas de pegmatitos observados em campo



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.4.2 Pegmatito de origem granítica sem caúlim

O pegmatito apresenta, microscopicamente, textura granoblástica, composta por plagioclásio, quartzo, feldspato e muscovita. Apresenta sericitização do feldspato como a principal alteração.

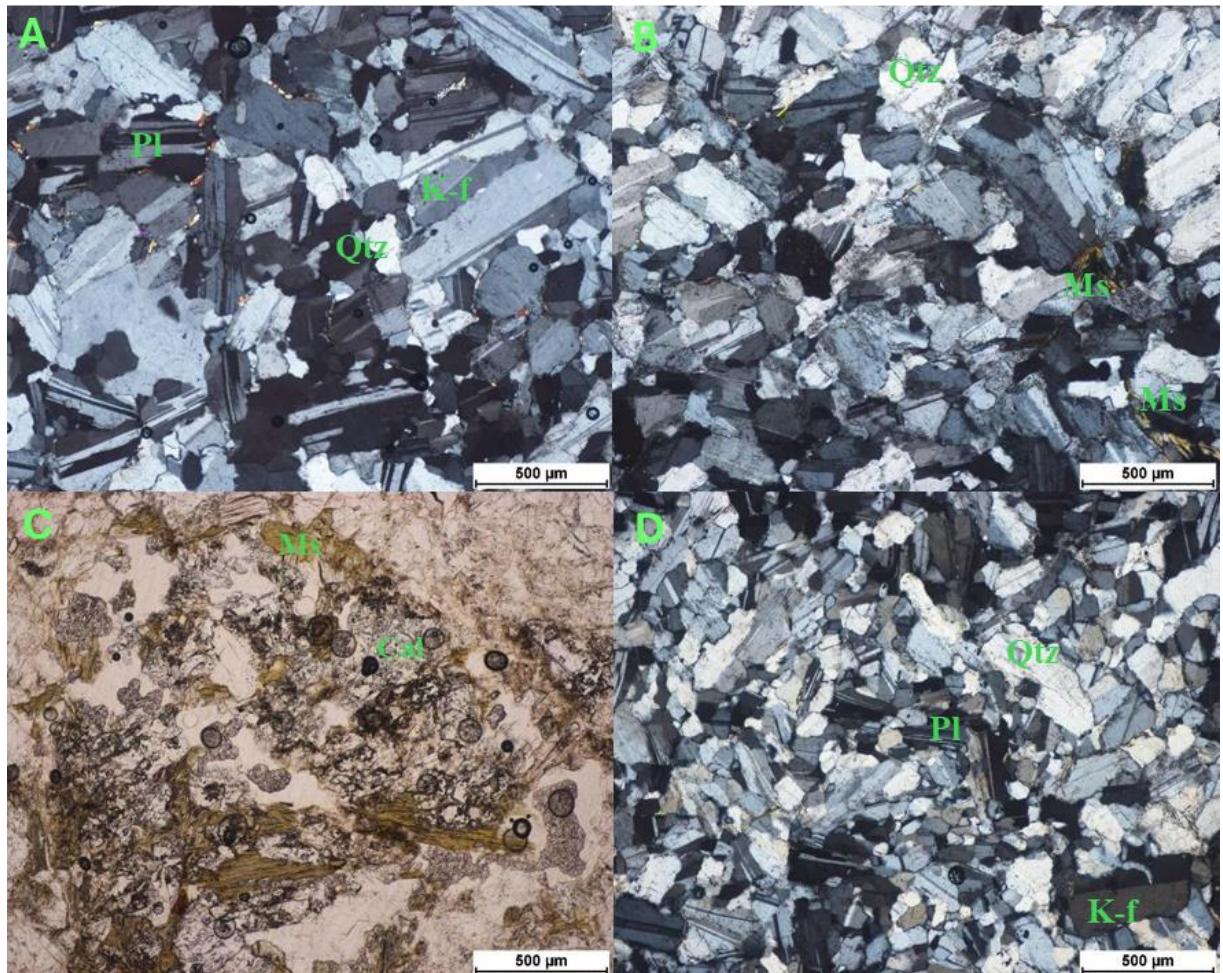
O plagioclásio (45%) é xenomórfico, de tamanhos variados com média de 0,45 mm. Apresenta-se com maclas polissintética e periclina. Possui relação de contato lobado com ele mesmo e com o quartzo.

O feldspato (25%) é xenomórfico, de dimensões variadas, cujo tamanho médio corresponde a 0,35 mm. Os cristais se mostram no início do processo de sericitização na Figura 27 B e bastante alterados para muscovita, conforme mostra a Figura 27C. Apresentam relação de contato lobado com o plagioclásio (Figura 27B) e serrilhado com a muscovita (Figura 27C).

O quartzo (15%) é subidiomórficos, com dimensões variadas, cujo tamanho médio é 0,45 mm. Os grãos apresentam relação de contato que tende a retilíneo em uma das fácies e lobado com o plagioclásio (Figura 27B).

A muscovita (15%) apresenta forma tabular, com tamanhos diferentes, cuja dimensões médias são de 0,40 mm. Nas Figuras 27A e B, a muscovita preenche pequenos espaços entre os grãos de plagioclásio e quartzo, enquanto na Figura 27C, ela é produto de alteração do feldspato, sendo mais desenvolvida em termo de tamanho.

Figura 27 – Mineralogia identificada em lâmina Plagioclásio (Pl), Quartzo (Qz), Microclina (KF) e Muscovita (Ms)



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.4.3 Caulim

As concentrações de depósitos de caulim da Região de Equador estão associadas aos pegmatitos (Figura 28C), e são resultados do intemperismo físico do feldspato, podendo ser influenciado pela alteração hidrotermal proveniente da circulação de fluidos. Estes minérios encontram-se associados a quartzo, feldspato e muscovita e óxidos de ferro, como mostra a Figura 28B. De coloração branca (Figura 28A), alguns podem ocorrer associados a impurezas influenciando na alvura do produto, que está diretamente ligado a qualidade.

Figura 28 – Duas ocorrências de caulim uma mais enriquecida em óxido de ferro cor mais amarelada e em B uma ocorrência mais aluminosa



Fonte: Elaborado pelo autor.

Nas observações microscópicas, ocorre uma segregação na lâmina: um lado predomina argilomineral, e o outro, biotita e muscovita.

O argilomineral (20%) ocorre como mineral secundário, de com bege amarronzado. Possui granulação muito fina envolvendo os cristais, é resultado da alteração do feldspato potássico para argilominerais (Figura 29A).

O feldspato (10%) constitui cristais alterados, localmente apresentam estrias. Os feldspatos, como possuem clivagem, ficam mais suscetíveis a alterações. Assim sendo, em várias partes da lâmina, os cristais de ortoclásio apresentam-se profundamente alterados para argilominerais, alteração chamada de saussuritização, dentre esses o principal, a caulinita, presente em várias na maioria das amostras que passaram pelo Microscópio Eletrônico de Varredura.

O quartzo (30%) constitui cristais xenomórficos, apresentando pouca variação de tamanho de grão, com dimensões médias de 0,9 mm. A maioria dos cristais está fraturada, como mostra a Figura 29D.

A muscovita (20%) ocorre como cristais idiomórfico, alongados, com um baixo grau de orientação e, em certos locais, encontram-se rotacionados, indicando o processo inicial da formação de *mica fish* (Figura 29B). À luz natural, os cristais são pálidos, conforme a Figura 39C, o que sugere baixo teor de ferro, ocorrendo intercrescida com a biotita, sugerindo que é resultado do processo de alteração da biotita.

A biotita (15%), no sistema conoscópico, apresenta borda cinza e mosqueada, o que indica uma transição para clorita (Figura 29C).

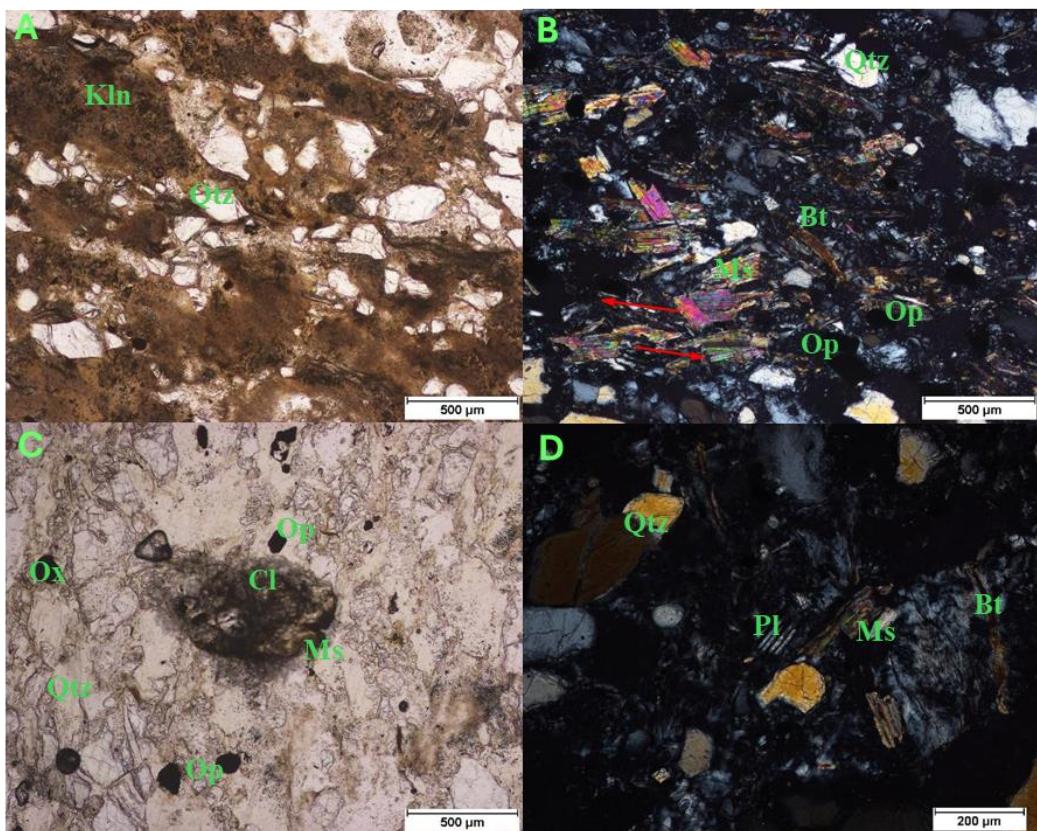
O plagioclásio (5%) constitui cristais xenomórficos, com dimensões médias 0,5 mm. É diferenciado do quartzo por apresentar a macla polissintética, como pode ser visto na Figura 29D.

Os minerais opacos (3%) apresentam hábito tetraédrico a pseudohexagonal (Figura 39D), que sugere a possibilidade de uma associação sulfetada. Possuem tamanhos variados, com dimensões médias de 0,2 mm.

O óxido de ferro (1%) é proveniente da desestabilização da biotita. Ele possui hábito acicular, o que pode ser indicativo de magnetita, conforme a Figura 29C.

A clorita (1%) surge como resquício da alteração pela qual passou a biotita (Figura 29C), mostrando-se como cristal xenomórfico, com dimensão aproximada de 0,3 mm.

Figura 29 – Mineralogia identificada em Lâmina, caulim (kln) envolvendo grãos de quartzo (Qtz), Muscovita (Ms), Biotita (Bt) e plagioclásio (Pl)

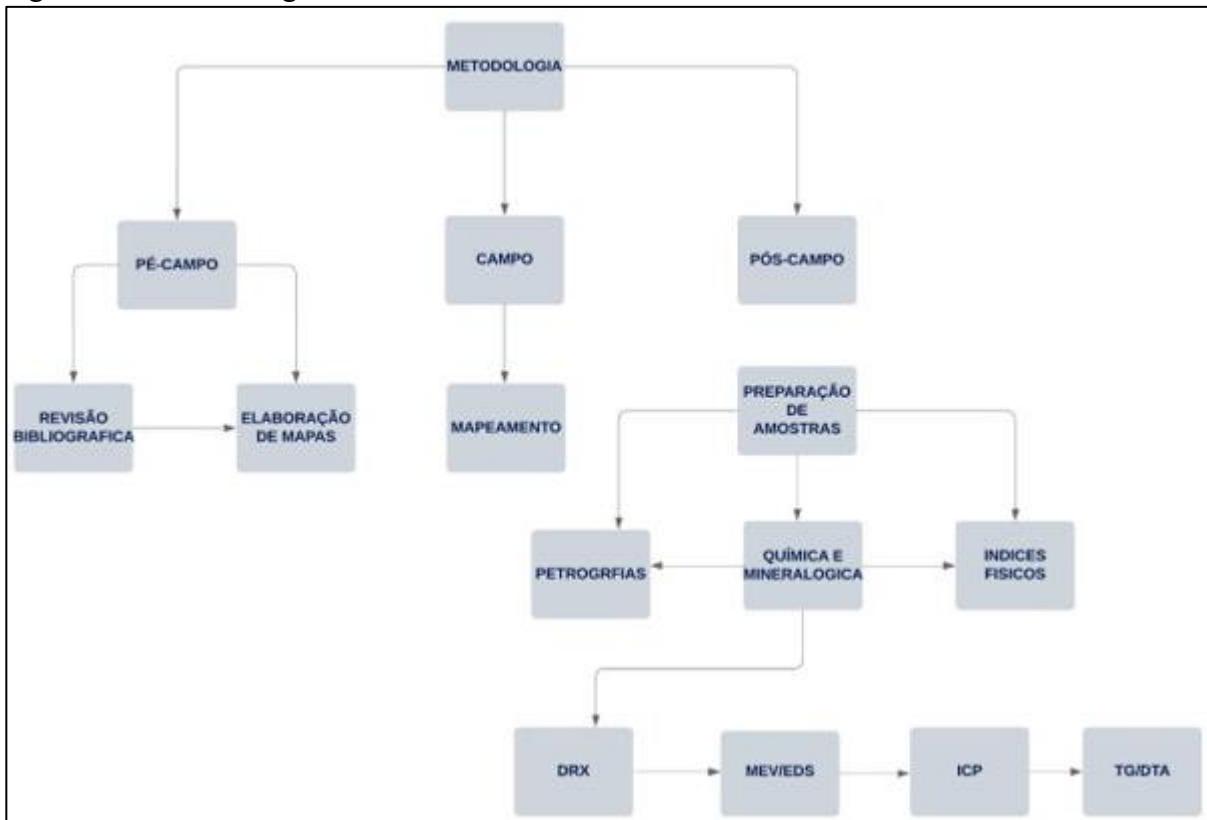


Fonte: Elaborado pelo autor.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Para atingir êxito no que tange aos objetivos primordiais desta pesquisa, foram implementados uma série de procedimentos convencionais no âmbito geológico, os quais forammeticulosa mente delineados em conformidade com o fluxograma (Figura 30) correspondente a cada fase do estudo.

Figura 30 – Metodologia utilizada



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.1 Etapa pré-campo

Foram realizadas nesta etapa, revisão bibliográfica de teses, dissertações, relatórios e artigos inseridos nesse contexto geológico, abordando conceitos referentes ao estudo do caso, tais como termos relacionados a rochas pegmatíticas.

Para elaborar o mapa geológico preliminar, foi utilizado o *software ArcGis v10.3* e os vetores disponíveis na folha cartográfica Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V), na escala 1:100.000, obtidos no banco de dados do site da CPRM para aquisição de dados geológicos e estruturais. Foi adquirido o modelo digital de elevação de terreno a partir do sensor SRTM disponível no site da USGS para extração das curvas topográficas e drenagem da área utilizando o software *GlobalMapper v19*. A imagem de satélite, disponível no *Google Earth Pro*, foi georreferenciada no ArcGis v10.3 para delimitação dos acessos da área mapeada, ressaltando as estradas, as áreas urbanas, os corpos d'água, além de observar, na imagem, os possíveis afloramentos.

A confecção dos mapas de acesso, geológico e estrutural foi feita utilizando o sistema de coordenadas UTM, *Datum SIRGAS 2000*, Zona 24S, na escala 1:25.000.

4.2 Etapa de campo

O trabalho de campo consistiu no mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 63 km² localizada no município de Equador-RN, Junco do Seridó e Tenório-PB, realizado em duas etapas de 10 dias cada. O mapeamento consistiu na descrição dos afloramentos da área de estudo, coleta de amostras para posteriores confecção de lâminas delgadas e análises físico-químicas, registro das coordenadas geográficas dos pontos visitados, de dados estruturais e de fotografias.

Os materiais utilizados foram martelo e marreta geológica, GPS Garmin Etrex 10, bússola Brunton.

4.3 Etapa pós-campo

Na etapa pós-campo, foram realizadas Análises Petrográfica, Difração de raios - X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Espectroscopia por Dispersão de Energia de raio - X (EDS) e foram aferidos índices físicos: Limites de Liquidez e de Plasticidade. Além disso, foram utilizados os softwares *Deep* e *GeoRose* para elaboração de dados estruturais e ArcGis v10.3 para a confecção do mapa geológico na escala 1:30.000.

4.3.1 Análise petrográfica

A análise petrográfica consistiu na descrição das unidades litológicas do ponto de vista mineralógico, através de lâminas petrográficas delgadas, o que permitiu maior detalhamento dos aspectos geológicos texturais, estruturais e alterações exibidos na área.

Foram confeccionadas, pelo Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da UFC (DEGEO-UFC), dez seções delgadas a partir das amostras coletadas de campo, com o objetivo de refinar a petrografia, a partir de análises realizadas com microscópio petrográfico do Laboratório de Microscopia Eletrônica do DEGEO-UFC.

Os resultados desta análise encontram-se apresentados e comentados no Capítulo 3 Geologia Local.

4.3.2 Análises químicas

As análises químicas das amostras de caulim foram obtidas por técnicas de Difração

de raios - X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS) além de análise termogravimétrica associada a análise térmica diferencial TG/DTA em parceria com os laboratórios do departamento de Geologia, Física, Engenharia metalúrgica e de materiais da Universidade Federal do Ceará.

Para o desenvolvimento desta etapa, foram analisadas nove amostras de caulim coletadas na área de estudo, onde duas são provenientes de um beneficiamento e o restante coletado em cavas abandonadas que foram lavradas.

As amostras coletadas, foram nomeadas de AN-Caulim100, AN-Caulim200, AN-QTZ, AN-BRANCO, AN-TR, AN-SLM, AN-ROSA, AN-BRC47 e AN-AMARELO. As amostras AN-caulim100 e AN-caulim200 não participaram na técnica de sedimentação, pois são provenientes de um beneficiamento local da região e já passou por uma preparação inicial. Elas foram apenas submetidas a desagregação e levadas a análise de DRX.

4.3.2.1 Sedimentação

A preparação prévia das amostras foi realizada no Laboratório de Geotécnica (LAGETEC), do DEGEO-UFC, com o intuito de posteriormente realizar os ensaios por difração de raios - X. Inicialmente foi necessária retirar toda a umidade das amostras de caulim, submetidas a secura em estufas a 60°C, até obter um peso constante, e devidamente moídas.

Foi necessário, a princípio, reduzir o tamanho dos grãos das amostras de caulim através de moagem utilizando o dispersor de solos (Figura 31A) para amostras de material mais consistente e, para amostras de materiais com desagregação mais frágeis, foi usado um gral e pistilo de cerâmica (Figura 31B).

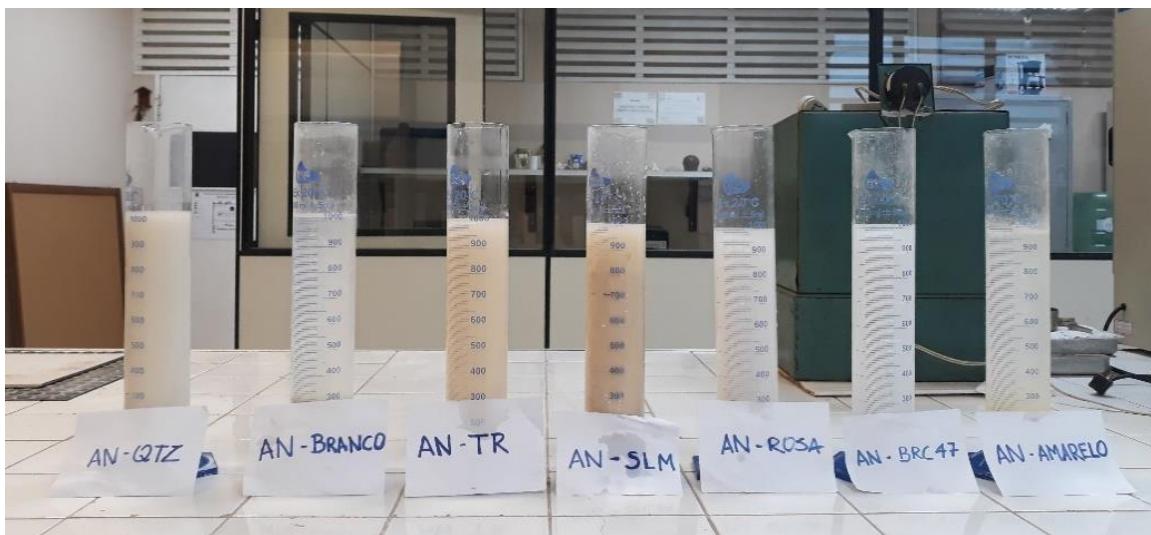
Após este procedimento, foi iniciado o método de sedimentação, desenvolvido por Casagrande e Bouyoucos, onde consiste na separação de frações argilosas por sedimentação gravitacional (Lei de Stokes), no qual a velocidade de queda das partículas em suspensão em meio aquoso é influenciada pelo diâmetro e concentração das partículas, atuando sobre essas as forças da gravidade e resistente do fluido.

Foi retirado 70 g de material destorrado, colocando em uma proveta de vidro com capacidade de 1000 mL, e preenchendo até a marca de 1000 mL com água destilada. A abertura do topo da proveta é tampada com a mão e agitada de forma que as partículas sólidas fiquem dispersas no fluido obtendo uma solução homogênea. Após esse processo, foi deixado o material sedimentar por um tempo determinado de 15 minutos e, com o auxílio da pipeta, mergulhou-se está em solução, em aproximadamente 10 cm de profundidade, tomando uma

porção dessa solução (Figura 31C). Foram repetidos os processos de agitação e decantação cinco vezes, até tomar uma quantidade suficiente de solução para ser levada à estufa até a secura (Figura 31D). A fração fina, já seca no recipiente, foi coletada e levada ao Laboratório de raios - X, do Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará.

Vale ressaltar que as duas amostras coletadas no beneficiamento não precisaram passar pelo processo de sedimentação.

Figura 31 – Sedimentação para Difração e Granulometria



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.2.2 Difração de raios-X (DRX)

A Difração de raios - X é uma técnica empregada para identificar as fácies cristalinas dos argilominerais, os tipos e o grau de cristalização presente nos depósitos de caulim. Para as amostras atingirem o ponto ideal para essa análise, foi realizada sedimentação para remover impurezas que interfiriam no seu resultado, como o quartzo, concentrando a fração argila.

Foram realizadas análises químicas em nove amostras, das quais duas foram representantes de amostras de caulim coletadas após o processo de beneficiamento, de granulometria diferentes, e o restante coletadas em pontos onde existiam cavas de extração do caulim em pegmatitos. O objetivo deste estudo foi caracterizar a composição química dos caulinis encontrados na região estudada e suas associações com os minerais de interesse econômico.

As medidas de Difração de raio - X, foram realizadas no Laboratório de raios - X

do Departamento de Física e analisadas no difratômetro de raios - X, modelo XPERT-PRO Panalytical (Figura 32), equipado com um contador proporcional e analisador de altura de pulso usando radiação CoK α ($\lambda = 1,78901\text{\AA}$), produzido sob condições 40 kV e 40 mA. Os espectros de difração foram coletados no intervalo de 2Θ , $3^\circ - 70^\circ$, com passo de 0,0130, velocidade de $1^\circ/\text{min}$ e rotação.

Figura 32 – Difratômetro X'pert Pro Panalytical



Fonte: Laboratório de Raios X (2024).

4.3.2.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O princípio de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, ponto a ponto, por linhas sucessivas e transmitir o sinal do detector a uma tela catódica cuja varredura está perfeitamente sincronizada com aquela do feixe incidente. O feixe interagindo com a amostra produz elétrons e fôtons que podem ser coletadas por detectores adequados e convertidas em um sinal de vídeo (Sousa, 2017).

Utilizando a Microscopia Eletrônica de Varredura, foram obtidas informações sobre

as feições morfológicas superficiais dos argilominerais, como possíveis intercrescimentos cristalinos, texturas ou relações de reação, que auxiliam na identificação.

As análises foram submetidas no Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) do Departamento de Geologia, utilizando os equipamentos pertencentes a esse Laboratório, como o microscópio eletrônico de bancada (Figura 33), HITACHI TM 300 com periférico acoplado do tipo EDS SWIFT ED 3000.

Figura 33 – Mev Hitachi TM-3000 e EDS



Fonte: LME (2024).

4.3.3 Análises físicas

Os índices físicos desempenham um papel importante no estudo das propriedades dos argilominerais, uma vez que estes mostram um comportamento plástico quando molhados e superfícies altamente reativas, absorvendo água com facilidade e aumentando de volume.

Os ensaios de Liquidez e Plasticidade dos materiais foram realizados no Laboratório de Geotécnica (LAGETEC), do Departamento de Geologia da UFC.

Os ensaios relacionados ao estudo desses índices consistiram em:

4.3.3.1 Limite de liquidez (LL)

Define-se Limite de Liquidez como o teor de umidade limítrofe entre o estado líquido e o estado plástico que determinado material se encontra. De forma experimental, corresponde ao teor de umidade com que o material fecha uma ranhura sob o impacto de 25 golpes no aparelho de Casagrande. O aparelho de Casagrande (Figura 34A) consiste basicamente em uma concha de latão, uma base dura, um sistema de fixação que liga esses dois objetos a uma manivela, onde através de um número de golpes constantes da concha na base, pode-se obter o teor de umidade. O choque da concha contra a base produz o esforço de cisalhamento, mas a ranhura apenas começa a se estreitar quando a umidade (na região de fechamento) se aproxima do Limite de Liquidez. Assim sendo, este ensaio mede a resistência ao cisalhamento de determinada amostra para aquela umidade no instante do fechamento do sulco.

Para a realização deste ensaio, foram utilizados duas amostras de caulim oriundas do mesmo beneficiamento, onde foram submetidas a etapas de peneiramento: uma amostra encerrou a etapa de produção em 100 *mesh* e a outra estendeu esse processo até 200 *mesh*; dois almofarizes de porcelana, uma espátula de metal, um aparelho de Casagrande, um cinzel próprio para amostras argilosas, cinco cápsulas de alumínio e água destilada, além de uma estufa devidamente regulada à 60°C e uma balança digital para auxiliar na pesagem das amostras.

As amostras de caulim foram preparadas conforme a norma NBR-6459 que especifica o método para a determinação do limite de liquidez dos solos. As amostras foram destorreadas com o auxílio do almofariz de porcelana e do pistilo e passadas na peneira de 40 *mesh* para obter a granulometria de 0,042 mm. Em seguida, as amostras foram transferidas para o almofariz de porcelana e foi adicionado água destilada gradualmente até se obter uma consistência pastosa. Após a homogeneização, a concha foi preenchida com a amostra até dois terços da sua capacidade, retirando-se o excesso de amostra nas laterais e nivelando a superfície da amostra (Figura 34B). Utilizando o cinzel, a amostra é cortada em duas partes (Figura 34C e D) e, em seguida, inicia-se o ensaio, girando a manivela com velocidade constante. Os golpes foram contados até o sulco se fechar e, então, foi retirado a porção que se uniu no centro da concha (Figura 34). Pesou-se a amostra e levou-a para secar à 60°C na estufa.

Figura 34 – Aparelho de Casa Grande, mostrando o fechamento do sulco



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.3.2 Limite de plasticidade (LP)

O Limite de Plasticidade refere-se ao valor de umidade que o solo passa do estado plástico para o estado de semissólido, ou seja, é o menor teor de umidade que o solo se comporta de maneira plástica. O procedimento para estabelecer o limite de plasticidade consiste na preparação de amostras de solo devidamente umidificadas, emoldurando-as em formato de rolos, até adquirirem o diâmetro de 3 mm utilizando um gabarito cilíndrico como modelo, sobre uma placa de vidro esmerilhado. Foi necessário moldar até o aparecimento de fissuras. O teor de umidade do rolinho representa o LP do solo.

Foram utilizados os seguintes utensílios para a realização do ensaio: duas amostras de caulin oriundas do mesmo beneficiamento, onde foram submetidas a etapas de peneiramento: uma amostra encerrou a etapa de produção em 100 *mesh* e a outra estendeu esse processo até 200 *mesh*; dois almofarizes de porcelana e dois pistilos, uma peneira de 40 *mesh*, um gabarito cilíndrico com 3 mm de diâmetro, uma estufa devidamente regulada à 60°C e uma balança digital para auxiliar na pesagem das amostras.

As amostras de caulin foram preparadas conforme a norma regida pela NBR-7180

que especifica o método para a determinação do limite de plasticidade e para o cálculo do índice de plasticidade dos solos. As amostras foram destorroadas com o auxílio do almofariz de porcelana e do pistilo e passadas na peneira de 40 *mesh* para obter a granulometria de 0,042 mm. Após essas etapas, as amostras foram umidificadas com água destilada até formar uma pasta homogênea de consistência plástica. Em seguida, foi separado cerca de 10 g de amostra e moldado de uma forma circular. Esse material foi modelado sobre a placa de vidro esmerilhada (Figura 35A) até adquirir o diâmetro do gabarito cilíndrico e se fragmentar. Posteriormente, a amostra foi colocada na cápsula de alumínio (Figura 35B), pesada na balança e levada para secar na estufa à 60°C.

Figura 35 – A) Material modelado sobre a placa de vidro esmerilhada. B) Amostra na cápsula de alumínio



Fonte: Elaborado pelo autor.

4.3.4 Etapa de escritório

Nesta etapa, foram compilados os dados obtidos nas análises Petrográficas, Químicas e Físicas. Os dados estruturais de foliação e fraturas coletados em campo foram organizados em planilhas do Excel, devidamente separados por ponto visitado. Com os planos de foliação e seus respectivos polos, foram confeccionados estereogramas utilizando o *software* Stereonet. As medidas de fraturas foram utilizadas para a elaboração de diagramas de roseta através do *software* GeoRose. Ambos os softwares estão disponíveis para download na internet.

O mapa geológico foi elaborado com o software ArcGis v10.3, utilizando como base a folha Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V) desenvolvida pela SUDENE.

5 ASPECTOS GEOLÓGICOS E CARACTERIZAÇÃO DO CAULIM DA REGIÃO DE EQUADOR/RN: RESULTADOS PRELIMINARES

RESUMO

O município de Equador, no sul do Rio Grande do Norte, inserido na Província Pegmatítica da Borborema (PPB), é a região do Seridó mais importante voltada à extração e beneficiamento de caulin. A sua formação é influenciada pela tectônica da área, marcada pela zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, de caráter transcorrente dextral, e pelos agentes intempéricos. O caulin é produto de alteração de feldspato dos pegmatitos também de quartzitos arcoseanos. Este trabalho aborda aspectos geológicos e a caracterização física, química e mineralógica dos caulins associados aos pegmatitos dessa região, utilizando ensaios de Limite de Liquidez (LL) e de Plasticidade (LP), Índice de Plasticidade (IP) e Índice de Consistência (IC) e análises de Difração de Raios-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada ao EDS. Os resultados obtidos nas amostras beneficiadas indicam que a presença maior de muscovita no material influencia na plasticidade e pureza do material, o que pode tornar o produto limitante na indústria. Na DRX os picos finos e de alta intensidade indicam caulinita de boa cristalinidade. Nas amostras brutas também foram encontrados caulinita, muscovita, espodumênio, gibbsita e quartzo, plagioclásio e óxidos de ferro, confirmadas por MEV EDS. Nas amostras beneficiadas, as imagens de MEV apresentam a morfologia típica das placas pseudohexagonais da caulinita, com elevado grau de ordem estrutural. Os resultados físicos mostram a importância de processos de separação mais acurados na purificação do produto, visto que a presença de contaminantes, como a muscovita que influenciam na sua plasticidade. Os resultados de termogravimetria corroboram as demais análises exibindo padrões de decomposição térmica comuns a caulinita e muscovita.

Palavras-chave: caulinita; difração de raios – X; microscopia eletrônica e termogravimetria.

ABSTRACT

The municipality of Equador, located in the south of Rio Grande do Norte and inserted in the Borborema Pegmatic Province (BPP), is the most important region of Seridó respecting the extraction and processing of kaolin. Its formation is influenced by tectonics, the Picuí-João Câmara transcurrent dextral shear zone and weathering agents. Kaolin is a product of alteration of the feldspar in pegmatites and of the arcosean quartzites. This work addresses geological aspects and physical, chemical, and mineralogical characterization of the kaolins associated with the pegmatites in the region of Equador, RN. For this purpose, Liquidity Limit (LL) and

Plasticity Limity (PL) assays were conducted, and the Plasticity Index (PI) and Consistency Index (CI) were obtained therefrom. In addition, X-Ray Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscopy (SEM) coupled with EDS analyses were performed. The results obtained from the processed samples indicate that the large amount of muscovite in the material influences its plasticity and purity, which can make the product limiting for the industry. Fine and high-intensity peaks in the XRD analysis indicate kaolinites with good crystallinity. Kaolinite, muscovite, spodumene, gibbsite, quartz, plagioclase, and iron oxides were also found in the raw samples, as attested by SEM/EDS analysis. In the processed samples, the SEM images show the typical morphology of the kaolinite's pseudohexagonal plates, with a high degree of structural order. The physical results show the importance of more accurate separation processes in the purification of the final product, since contaminants, such as muscovite, influence plasticity, making its use limited in industry.

Keywords: kaolinite; X-ray diffraction; electron microscopy.

5.1 Introdução

Localizado no extremo sul de estado do Rio Grande do Norte, no nordeste brasileiro, o município de Equador faz da mineração a sua principal atividade econômica, incluindo as etapas de extração e beneficiamento de caulim. A atividade é responsável pela geração de empregos diretos e indiretos na região. A maioria dos beneficiamentos não são legalizados, adotando técnicas rudimentares e, por vezes, improvisadas, o que impacta diretamente a qualidade da matéria-prima ofertada ao mercado.

Sob essas condições, a região é uma das maiores produtoras de caulim do Nordeste, e o atrativo comercial do caulim se dá em função de suas propriedades físicas e químicas, tais como: quimicamente inerte, à baixa capacidade de troca cátion-iônica, em uma grande faixa de pH (3 a 9); boa capacidade de cobertura quando usado como pigmento e reforçador para as aplicações de carga, baixa condutividade térmica e elétrica, além de ser um produto de preço competitivo em relação aos materiais alternativos.

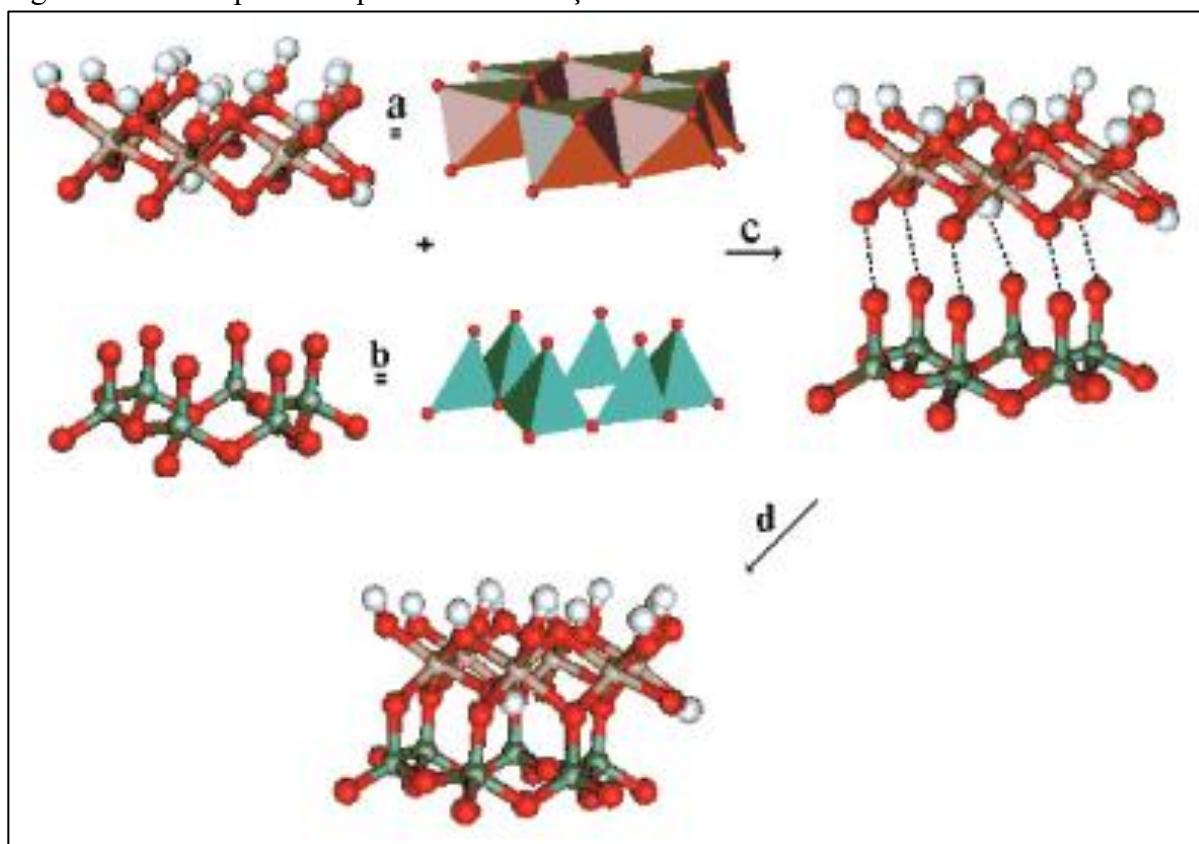
O principal objetivo deste trabalho é apresentar a caracterização química e mineralógica dos caulins associados aos pegmatitos dessa região, através de análises químicas por difração de raios-X, microscopia eletrônica de varredura, e caracterização física, por meio de ensaios de limite de liquidez e de plasticidade, visando reconhecimento composicional e qualidade dos produtos beneficiados no mercado e comportamentos da matéria diante esforços físicos.

5.2 O caulim, suas aplicações e contexto geológico

5.2.1 O caulim e suas aplicações

Caulim é uma rocha formada por um grupo de silicatos hidratados de alumínio, principalmente caulinita e haloisita. A caulinita é um filossilicato, que pertence ao grupo dos argilominerais do tipo 1:1, formada pelo empilhamento regular de camadas alternadas de folha tetraédrica de sílica (SiO_4) e de folha octaédrica de gibbsita $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ (Figura 36), contendo outros metais como impureza. Fazem parte do grupo da caulinita os seguintes argilominerais: caulinita, dickita, anauxita- $\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_7(\text{OH})_4$, nacrita, haloisita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ e meta-haloisita. Esses argilominerais apresentam composição química muito similar, porém com diferenças estruturais importantes.

Figura 36 – Exemplo da sequência de formação da Caulinita



Fonte: Gardolinski; Filho; Wypych (2003).

A qualidade do caulim é influenciada por propriedades importantes como a alvura, a brancura, a viscosidade e a abrasividade, e pode ser afetada devido à presença de minerais do tipo quartzo, cristobalita, alunita, esmectita, ilita, muscovita, biotita, clorita, gibbsita, feldspato,

anatásio, pirita e haloisita, além de óxidos de ferro: hematita e magnetita. “O diâmetro das partículas e a sua forma de distribuição são fatores importantes no controle das muitas propriedades físicas do caulim” (Santana; Vieira; Vidal, 2016).

Suas principais aplicações consistem em utilizá-lo como matéria-prima na indústria de papel, cerâmica e borracha, em cosméticos e ração animal, carga, suporte de catalisadores e fibras de vidro, além de ser utilizado como dispersante em pesticidas e diluente de cápsulas e tabletes na indústria farmacêutica.

Os depósitos de caulin da Província Borborema-Seridó são lavrados há bastante tempo, a maior parte de maneira artesanal, com pouco ou nenhum estudo prévio das jazidas e das condições geológicas de formação dos depósitos. O conhecimento escasso sobre a geologia dos depósitos da região e o emprego tecnologias de lavra e beneficiamento precários acarretam perdas significativas do minério e geram grande quantidade de rejeito.

Os trabalhos de mapeamento permitiram detalhar alguns aspectos do caulim vistos em campo, as principais ocorrências de caulim na região de Equador, tanto em afloramentos quanto em produto beneficiado. As cavas atingem até oito metros de altura e comprimentos variados de 10 a 100 m, a lavra é limitada em torno de pegmatitos, rochas que hospedam o caulim (Figura 37A). Na figura 37B, observa-se em detalhe o aspecto alvo e pulverulento do caulim. Na frente de lavra mostrada na figura 37C é possível visualizar camadas mais claras de caulim. Entretanto, o caulim não é tão puro, pois em alguns locais, ocorre alteração avermelhada proveniente da contaminação de óxido/hidróxido de ferro (Figura 37D).

Após a extração, o caulim é levado às fábricas de beneficiamento, normalmente empilhado próximo ao batedor (Figura 37E), equipamento realiza a separação estéril-minério, tornando o produto mais homogêneo. Na etapa final do processo de beneficiamento, o caulim é compactado por filtro prensa e adquire forma de disco (Figura 37F), visando reduzir a perda de produto e facilitar o transporte até a indústria.

Figura 37 – Diferentes formas de ocorrência de caulim e exemplo do beneficiamento (F)



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.2.2 Contexto geológico

Os principais depósitos de caulim do nordeste brasileiro estão situados na região do Seridó, entre os municípios do Junco do Seridó/PB e Equador/RN. Essa região encontra-se inserida na Província Pegmatítica da Borborema (PPB) (Scorza, 1944), caracterizada pela presença de corpos pegmatíticos, metais raros, gemas e minerais industriais.

As intrusões plutônicas pegmatíticas ocorrem em toda extensão da área mapeada e se alojam em diques que cortam os quartzitos da Formação Equador. São corpos extensos, de

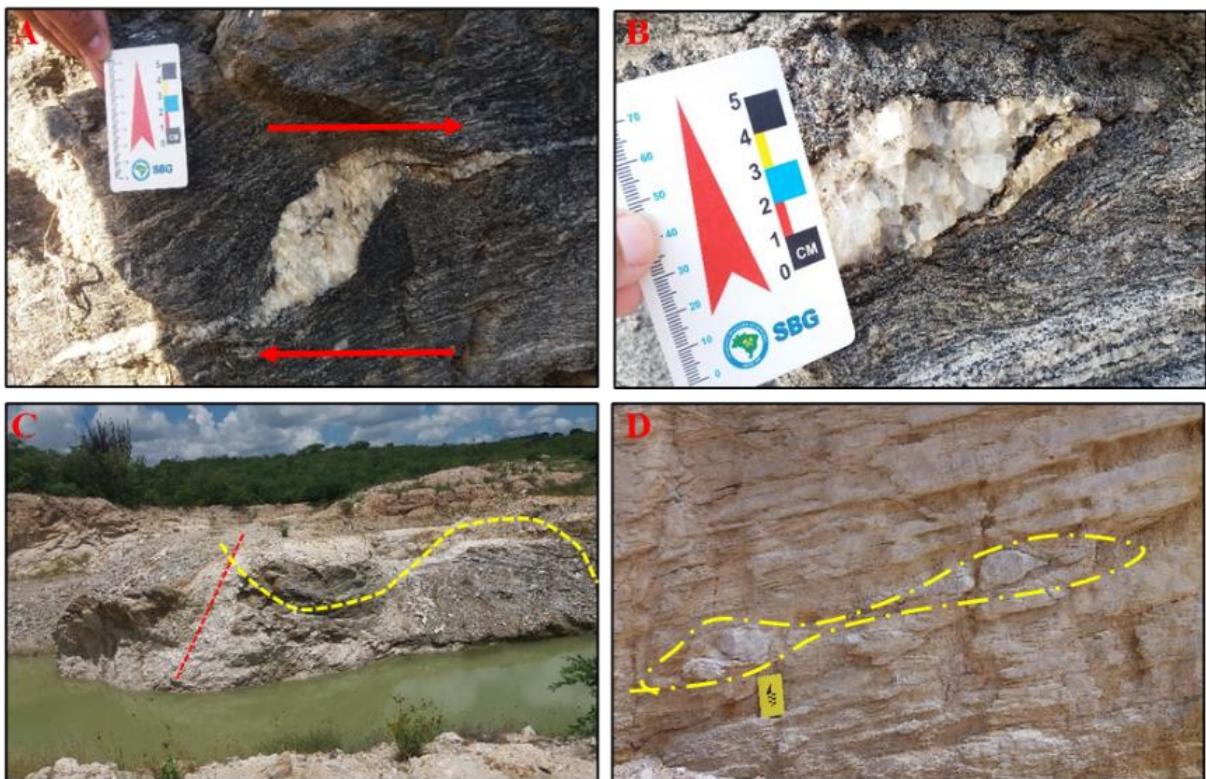
coloração clara, com granulações médias a grossa com cristais de quartzo-feldspato, turmalina e micas bem desenvolvidas. Os pegmatitos são na sua maioria caulinizados (Silva, 2009), constituindo as principais formas de alojamento dos depósitos de caulim.

O alojamento dos corpos pegmatíticos possui controle estrutural associado às zonas de cisalhamento Picuí-João Câmara, o que explica sua forma alongada ter se posicionado simultaneamente aos esforços que provocaram o cisalhamento, com direção NE-SW. Os corpos pegmatíticos ocorreram em estágios tardios da deformação D3, associando-se a diques e aplitos de composição granítica, fraturas, juntas e veios.

Esta zona de caráter transcorrente dextral, é responsável pela formação de dobras isoclinais com estruturas siniforme e antiforme, geração de foliações miloníticas, estiramento de cristais e verticalização da foliação, apresentando, assim, variações em sua direção e sentido de mergulho, mostradas nas Figuras 38B e C.

Os minerais micáceos, principalmente biotita, concentram-se nos planos de foliação da rocha, enquanto porfiroclastos de feldspato, plagioclásio e quartzo atuam como indicadores cinemáticos dextrais para deformação regional (Figura 38A e B). Os *boudins* sílico-feldspáticos são controlados por fraturas extensionais e cisalhamento, afetados pela deformação (Figura 38D).

Figura 38 – Indicadores de cinemática Dextral

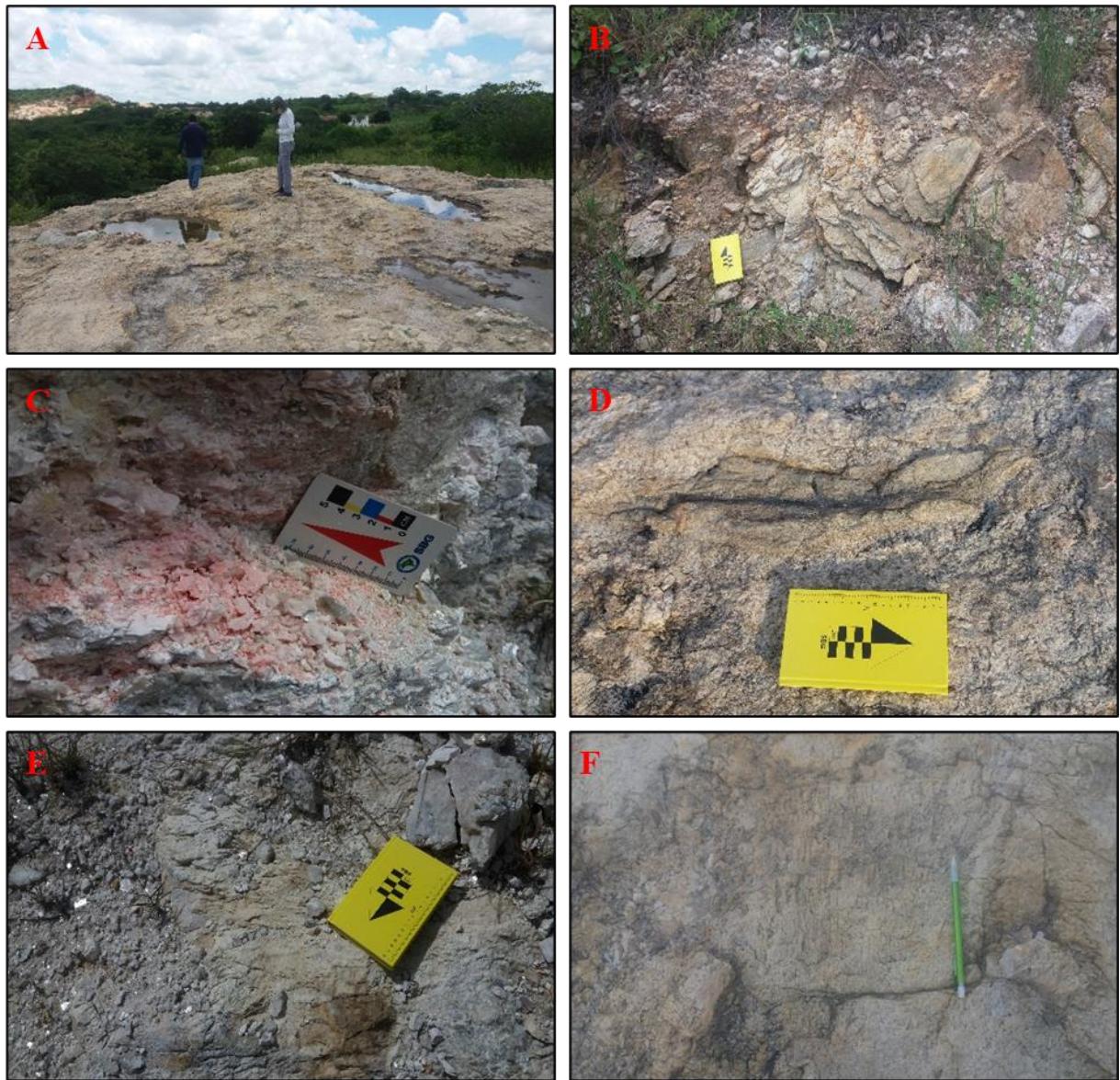


Fonte: Elaborado pelo autor.

Utilizando a classificação de Johnston Jr. (1945), os pegmatitos da região são heterogêneos, porém, localmente, possuem características do tipo homogêneo com zoneamento composicional de quartzo, feldspato e espodumênio, como mostram as Figuras 39C e D. Muitas vezes, ele está em contato com o quartzito, como mostram as Figuras 39A e B.

Foi observado que, em algumas porções, o feldspato aparece em veios deformados nos pegmatitos. O fraturamento próximo a esses veios atua como um canal para a percolação de fluidos, facilitando a formação de caúlim e podendo resultar no preenchimento desses veios (Figura 39E). As fraturas também contribuem para facilitar a extração do caúlim e de outros minerais controlados estruturalmente.

Figura 39 – Diferentes formas de jazimento dos pegmatitos observados



Fonte: Elaborado pelo autor.

No mapeamento realizado na região, observaram-se alterações no pegmatito, como a sericitização e a caulinização.

A sericitização ocorre na muscovita e pode estar associada a eventos hidrotermais ou metamórficos de feldspatos potássicos. Essa alteração é caracterizada como pseudomorfismo, produz uma coloração verde e “pode ser correlacionada a um evento hipogênico com intemperismo transformando os feldspatos em caulinita em uma etapa posterior” (Wilson; Santos; Santos, 1998), conforme a Figura 40A.

Além da condicionante estrutural, os processos intempéricos também influenciam a gênese do caulin da PPB. Segundo a classificação de Bristow (1987b), que separou os caulins em intemperizados, hidrotermais e solfataras, Luz *et al.* (2008) enquadrou os caulins da região de Equador como intemperizados, condicionados pelo clima tropical (quente e úmido), propiciando a alteração dos feldspatos e de outros aluminossilicatos presentes no pegmatito (Figura 40B). Assim, a caulinita formou-se provavelmente pela alteração de feldspato potássico, associada à circulação de fluidos hidrotermais. A caulinização de uma rocha ocorre devido à hidratação de um silicato anidro de alumínio, seguida de remoção de álcalis, conforme a reação a seguir:

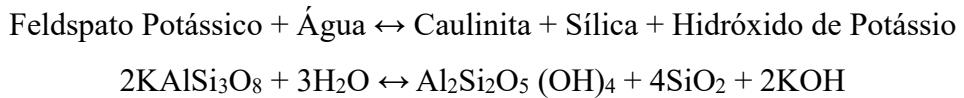
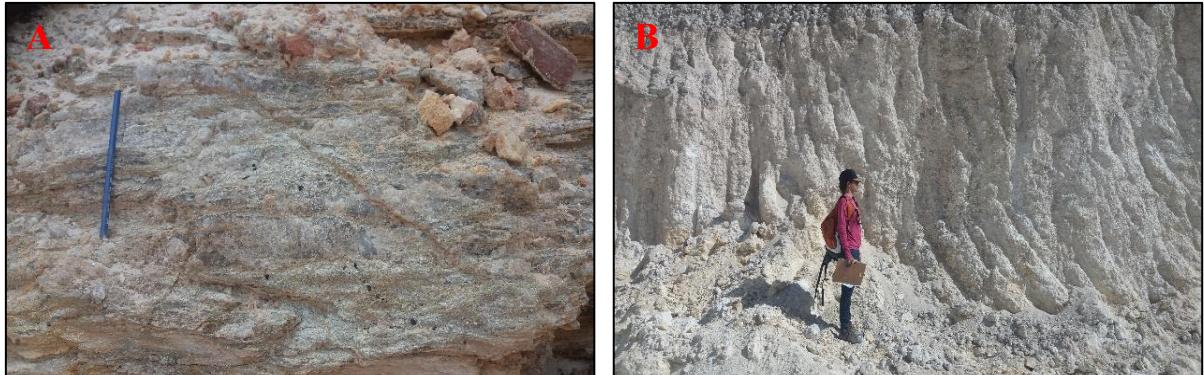


Figura 40 – Diferentes ocorrências de caulinização

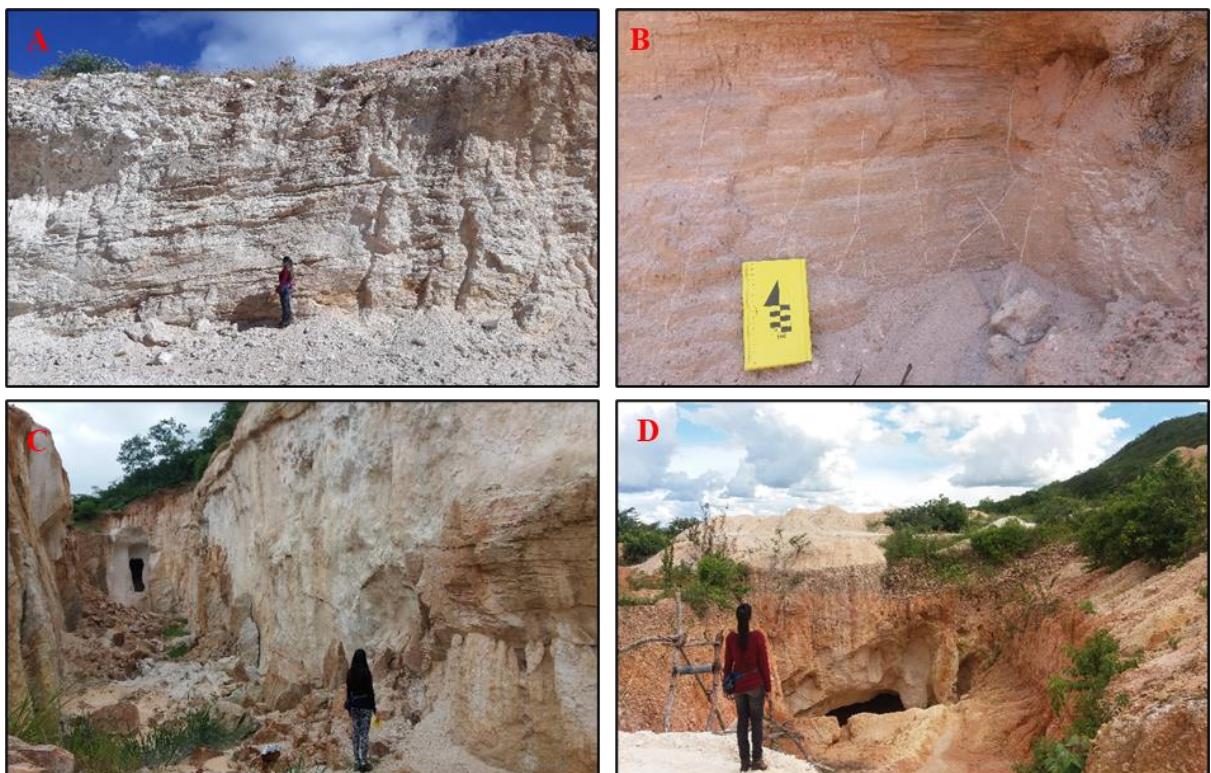


Fonte: Elaborado pelo autor.

A caulinização não está presente apenas nos pegmatitos, mas também pode ocorrer nos quartzitos arcoseanos da região. Essa litologia apresenta coloração bege a avermelhada, com planos de foliação bem-marcados, de espessuras variando até 20 centímetros, com granulometria fina a média (Figura 41A). Seus planos são cortados por veios finos a médios, preenchidos, às vezes, por caulin (Figura 41B) ou quartzo e fenocristais de quartzo variando

bastante de tamanho. Em alguns afloramentos, a caulinização foi intensa, tornando viável a exploração (Figura 41C). Também foi observado lente de pegmatito caulinizado no quartzito e, na parte superior da cava, foi encontrado utensílio rudimentar utilizado na extração de caulin (Figura 41D). Outros aspectos visuais que despertam atenção nos quartzitos são as estruturas de deformação em forma de *boudins* (Figura 37D).

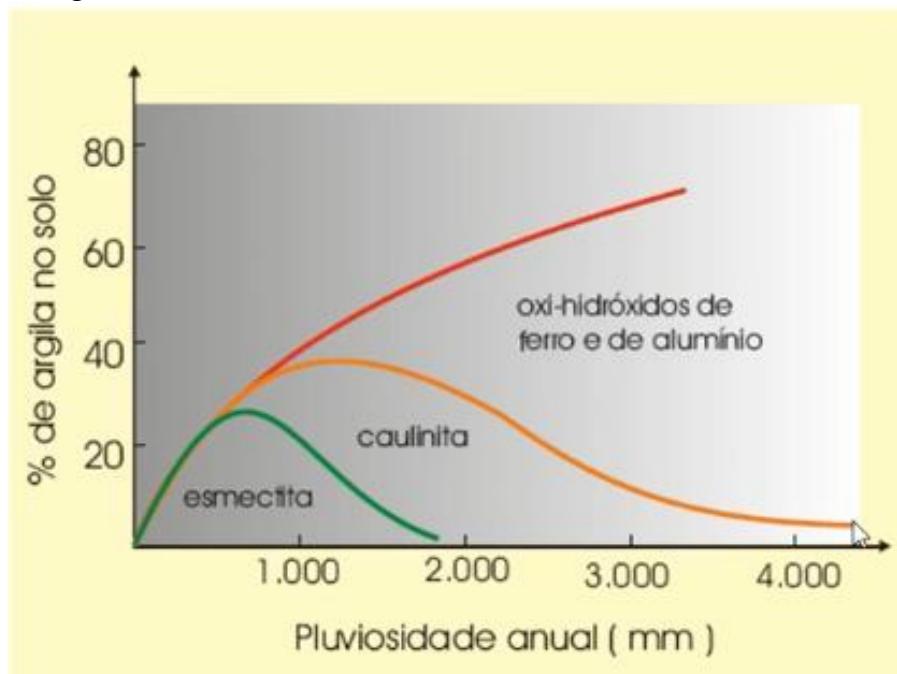
Figura 41 – Ocorrências do Caulim em quartzitos arcoseanos na formação Equador



Fonte: Elaborado pelo autor.

Os processos intempéricos são controlados por uma série de fatores; entre eles o clima, que tem a pluviosidade e a temperatura como reguladores da natureza e velocidade das reações químicas; as condições geológico-geomorfológico, como a composição da rocha e a topografia, na qual regula o escoamento, onde ocorre a percolação de fluidos. Esses fatores ocorrem em função do tempo, que varia muito na escala geológica, e propiciam a geração de jazidas de importância econômica na região. A Figura 42, refere-se ao gráfico que relaciona pluviosidade e formação de argilas.

Figura 42 – Comparativo entre pluviosidade e a formação de minerais de argila



Fonte: Decifrando a Terra. Teixeira *et al.*, 2000.

5.3 Material e Métodos

5.3.1 Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada em dois momentos: o primeiro foi realizado em cinco dias e consistiu em um reconhecimento da área de estudo, na coleta de amostras e obtenção de medidas estruturais; o segundo durou quatro dias, nos quais foram revistos afloramentos pertinentes e concluiu-se o mapeamento. Ao todo, foram visitados 106 pontos, dos quais três são visitas a fábricas de beneficiamento de caulim (apenas duas operantes); um ponto consiste na extração de quartzito e pegmatito; outro, beneficiamento do quartzito; um se trata da extração da biotita gnaisse, litologia que faz parte da Formação Seridó, representada anteriormente pelas Figuras 38A e B. O restante dos pontos (100) são descrições dos afloramentos de pegmatitos, quartzitos e gnaisses, dos quais oito são cavas com lavra de caulim.

Para o desenvolvimento deste trabalho, foram analisadas nove amostras de caulim, das quais duas são produtos de um beneficiamento da região, com granulometria e concentrados de caulim diferentes em forma de disco ($\text{Caulim} < 100 \text{ mesh}$ e $< 200 \text{ mesh}$), e sete são amostras naturais, coletadas em cavas onde o caulim foi lavrado, associado a várias impurezas.

5.3.2 Pré-Tratamento do material Caulinítico

A preparação prévia das amostras foi realizada no Laboratório de Geotécnica (LAGETEC), do DEGEO-UFC, com o intuito de realizar os ensaios por difração de raios - X posteriormente.

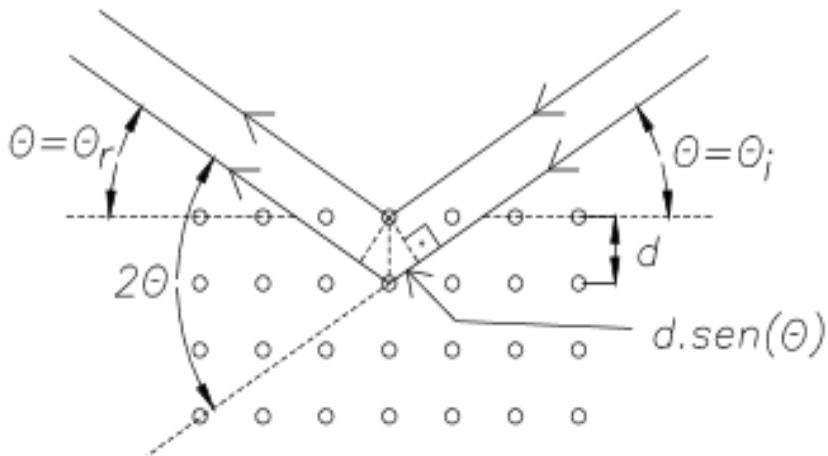
As amostras contendo caulim foram submetidas à secura em estufa a 60°C para retirar a umidade até se obter peso constante. Depois foram moídas utilizando dispersor de solos para amostras de material mais consistente, e gral e pistilo de cerâmica para as amostras de materiais com desagregação mais frágil.

Após moagem, foi iniciado o método de sedimentação, desenvolvido por Casagrande e Bouyoucos, conforme rege a Lei de Stokes, por sedimentação gravitacional. Foi retirado 70 g de material destorrado, colocando em uma proveta de vidro com capacidade de 1000 mL, e preenchendo até a marca de 1000 mL com água destilada. A proveta foi agitada de forma que as partículas sólidas ficassem dispersas no fluido obtendo uma solução homogênea. Após esse processo, foi deixado o material sedimentar por um tempo determinado de 15 minutos e, com o auxílio da pipeta, que foi mergulhada na proveta a uma profundidade de aproximadamente de 10 cm, foi retirada uma porção da solução. Foram repetidos os processos de agitação e decantação cinco vezes, até ser obtida uma quantidade suficiente de solução para ser levada à estufa até a secura. A fração fina, já seca no recipiente, foi levada ao Laboratório de raios - X, do Departamento de Física da Universidade Federal do Ceará.

5.3.3 Caracterização Química

A Difração de raios - X foi a técnica empregada para identificar as fácies cristalinas dos argilominerais, os tipos e o grau de cristalização presente nos depósitos de caulim. Essa técnica permite que os átomos dos cristais se disponham entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios - X. Assim, ao incidir um feixe de raios - X em um cristal, ocorrem efeitos de difração. A relação entre o comprimento de onda λ e os ângulos de incidência θ_i e reflexão θ_r que resultam em interferência construtiva do feixe difratado, é dada pela Lei de Bragg:

Figura 43 – Esquema de difração de Raios X



Fonte: Labdid – Ifusp.

A difração de raios - X permite determinar a distância interplanar do cristal, desde que seja conhecido o comprimento de onda da radiação. Dentre as vantagens dessa técnica, podem ser citadas a rapidez, a simplicidade e a confiabilidade dos resultados. Além disso, não ocorre contaminação por elementos químicos, o que aconteceria se fosse realizada uma análise química comum.

A sedimentação foi necessária remoer impurezas que interferissem no resultado do procedimento de identificação dos argilominerais, como o quartzo, concentrando a fração argila.

As medidas de Difração de raios - X foram realizadas no Laboratório de Raios – X do Departamento de Física e analisadas no difratômetro de raios - X modelo XPERT-PRO Panalytical, equipado com um contador proporcional e analisador de altura de pulso, com tubo de raios-X de Co ($K\alpha \lambda = 1,78901\text{\AA}$), produzido sob condições 40 kV e 40 mA. Os espectros de difração foram coletados com as seguintes especificações: varredura de 3° a $70^\circ 2\Theta$, com passo de 0,0130 e velocidade de rotação de $1^\circ/\text{min}$.

Com a Microscopia Eletrônica de Varredura, foram obtidas informações sobre as feições morfológicas dos argilominerais, como possíveis intercrescimentos cristalinos, texturas ou relações de reação, que auxiliam na identificação.

As análises foram interpretadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica (LME) do Departamento de Geologia, utilizando os equipamentos pertencentes a esse Laboratório, como o microscópio eletrônico de bancada, HITACHI TM 300 com periférico acoplado do tipo EDS SWIFT ED 3000.

5.3.4 Caracterização Física

Foram realizadas análises de limite de liquidez e plasticidade nas duas amostras de beneficiamento, utilizando metodologia segundo as normas da ABNT NBR 7180 (LP) e 6459 (LL), por meio dos Limites de Atterberg, para determinar os limites de consistência do material caulinítico, de acordo com o teor de umidade.

Para a realização do ensaio de Limite de Liquidez, as amostras AN-CAULIM 100 e AN-CAULIM200 foram preparadas conforme a norma NBR-6459, na qual foram destorreadas e passadas na peneira de 40 *mesh* para obter a granulometria de 0,042 mm. Em seguida, foi adicionado água destilada gradualmente até se obter uma consistência pastosa. Após a homogeneização, a concha do aparelho de Casagrande foi preenchida com a amostra até dois terços da sua capacidade, retirando-se o excesso de amostra nas laterais e nivelando a superfície da amostra. Utilizando o cinzel, a amostra foi cortada em duas partes e, em seguida, iniciou-se o ensaio, girando a manivela com velocidade constante. Os golpes foram contados até o sulco se fechar e, então, foi retirada a porção que se uniu no centro da concha. Pesou-se a amostra na balança digital e levou-a para secar à 60°C na estufa.

O Limite de Plasticidade refere-se ao valor de umidade que o solo passa do estado plástico para o estado de semissólido. O procedimento para estabelecer o limite de plasticidade consiste na preparação de amostras de solo, sob a norma normas da ABNT NBR 7180. As amostras foram destorreadas com o auxílio do almofariz de porcelana e do pistilo e passadas na peneira de 40 *mesh* para obter a granulometria de 0,042 mm. Após essas etapas, as amostras foram umidificadas com água destilada até formar uma pasta homogênea de consistência plástica. Em seguida, foi separado cerca de 10 g de amostra e moldado de uma forma circular. Esse material foi modelado sobre a placa de vidro esmerilhada até adquirir o diâmetro do gabarito cilíndrico e se fragmentar. Posteriormente, a amostra foi colocada na cápsula de alumínio, pesada na balança e levada para secar na estufa à 60°C.

5.4 Resultados e Discussão

5.4.1 Limites de Atteberg

Os resultados obtidos são mostrados na Tabela 2 a seguir. A amostra AN-CAULIM100 é classificada como fracamente plástica e AN-CAULIM200, como medianamente plástica. A plasticidade tem relação direta com o diâmetro das partículas finas,

na qual as amostras que possuem partículas menores, apresentam menores índices de plasticidade, enquanto amostras com partículas maiores apresentam valores maiores no IP.

Tabela 2 – Limites de Atteberg

Amostras	LL	LP	IP	IC
AN-CAULIM100	33%	32%	1%	0,07
AN-CAULIM200	42%	34,5%	7,5%	3,14

Fonte: Elaborado pelo autor.

A diferença de plasticidade entre as amostras é influenciada pela presença de muscovita no caulim que passou pela peneira de 100 *mesh*. A muscovita não contribuiu para aumentar a aderência do material, o que dificultou a execução dos ensaios, deixando a amostra facilmente maleável, extrapolando o espaço da cocha do Casagrande. Isso proporcionou que o sulco se fechasse com um baixo número de golpes e dificultasse o procedimento para obter seu limite de plasticidade.

Os valores do Índice de Plasticidade (IP) foram obtidos seguindo as normas ABNT NBR 7180 e 6459, correspondendo a 1% para a amostra de 100 *mesh* e 7,5% para a amostra de 200 *mesh*, classificando-se como fracamente plástica, já que se encontra no intervalo $1 < \text{IP} < 7$, e medianamente plástica, contida no intervalo $7 < \text{IP} < 15$, respectivamente.

Tomando como base o Índice de Consistência (IC), a amostra AN-CAULIM100 é classificada como mole, pois obedece ao intervalo $0 < \text{IC} < 0,50$, e AN-CAULIM200, como dura, de acordo com a classificação $\text{IC} > 1,00$. Essa diferença é explicada pelo mesmo motivo apresentado anteriormente.

Nota-se a importância do processo de separação na pureza do produto caulinítico, visto que a presença de substâncias contaminantes, como a muscovita, influenciam na plasticidade do material, tornando seu uso limitado na indústria.

5.4.2 Difração de Raios - X (DRX)

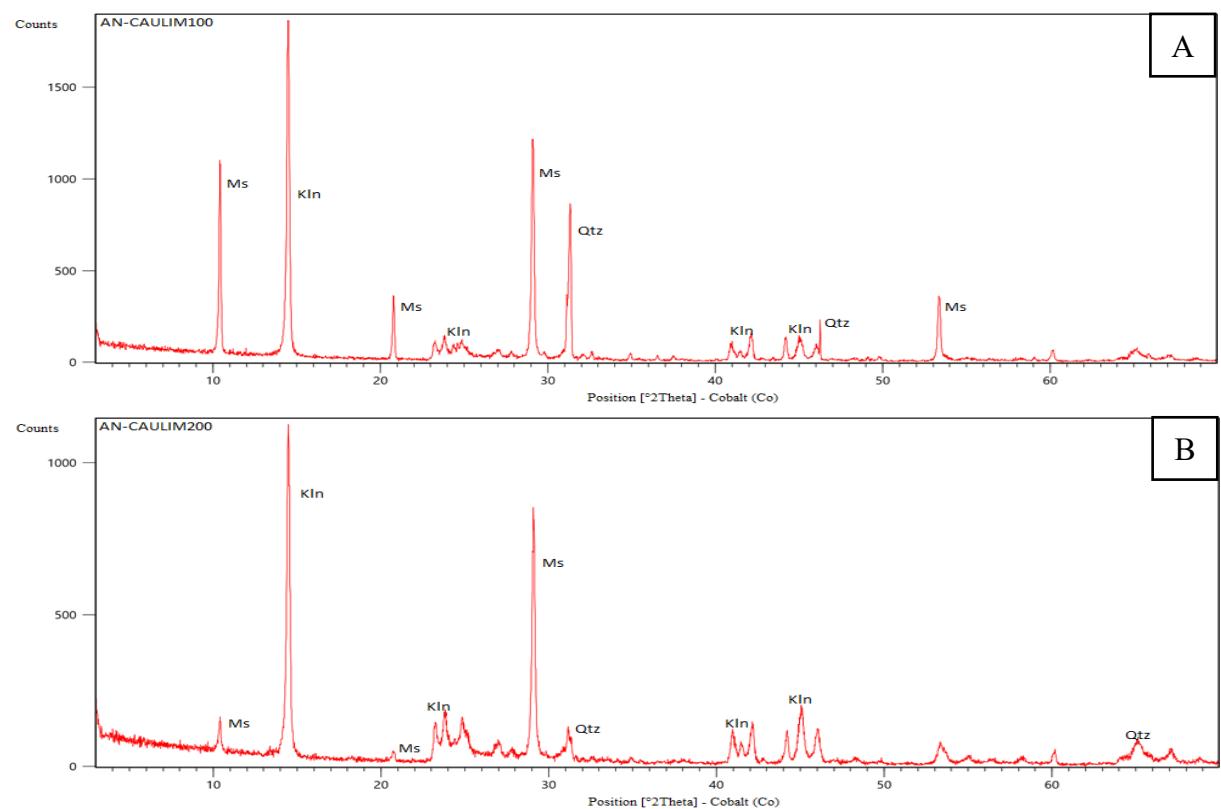
Os resultados nos difratogramas de raios - X apontam uma composição mineralógica similar em todas as amostras, com presença de caulinita, muscovita, quartzo e feldspato potássico. Na amostra AN-ROSA, foi identificado além da mineralogia característica, espodumênio e gibbsita em sua composição.

As leituras de difratogramas das amostras AN-CAULIM100 e AN-CAULIM200 são correspondentes a Figura 44A e B. Observou-se que ambas apresentam caulinita, com seu

pico máximo na posição $14,5^\circ\Theta$, com espaçamento de $7,08\text{ \AA} - 7,10\text{ \AA}$. Muscovita e quartzo estão presentes em maior quantidade em AN-CAULIM100: os picos de muscovita se encontram na posição $10,4^\circ\Theta$ e distância interplanar $9,8\text{ \AA}$ (Figura 8 A); a fase cristalina do quartzo apresenta pico alto de intensidade $31,3^\circ\Theta$ e espaçamento $3,31\text{ \AA}$.

Essa maior intensidade nos picos de muscovita e quartzo na amostra de 100 mesh está relacionada à dificuldade da empresa em separar o argilomineral dos minerais considerados contaminantes na indústria, como muscovita, óxidos, feldspato.

Figura 44 – Comparativo entre as amostras de 100 e 200 mesh

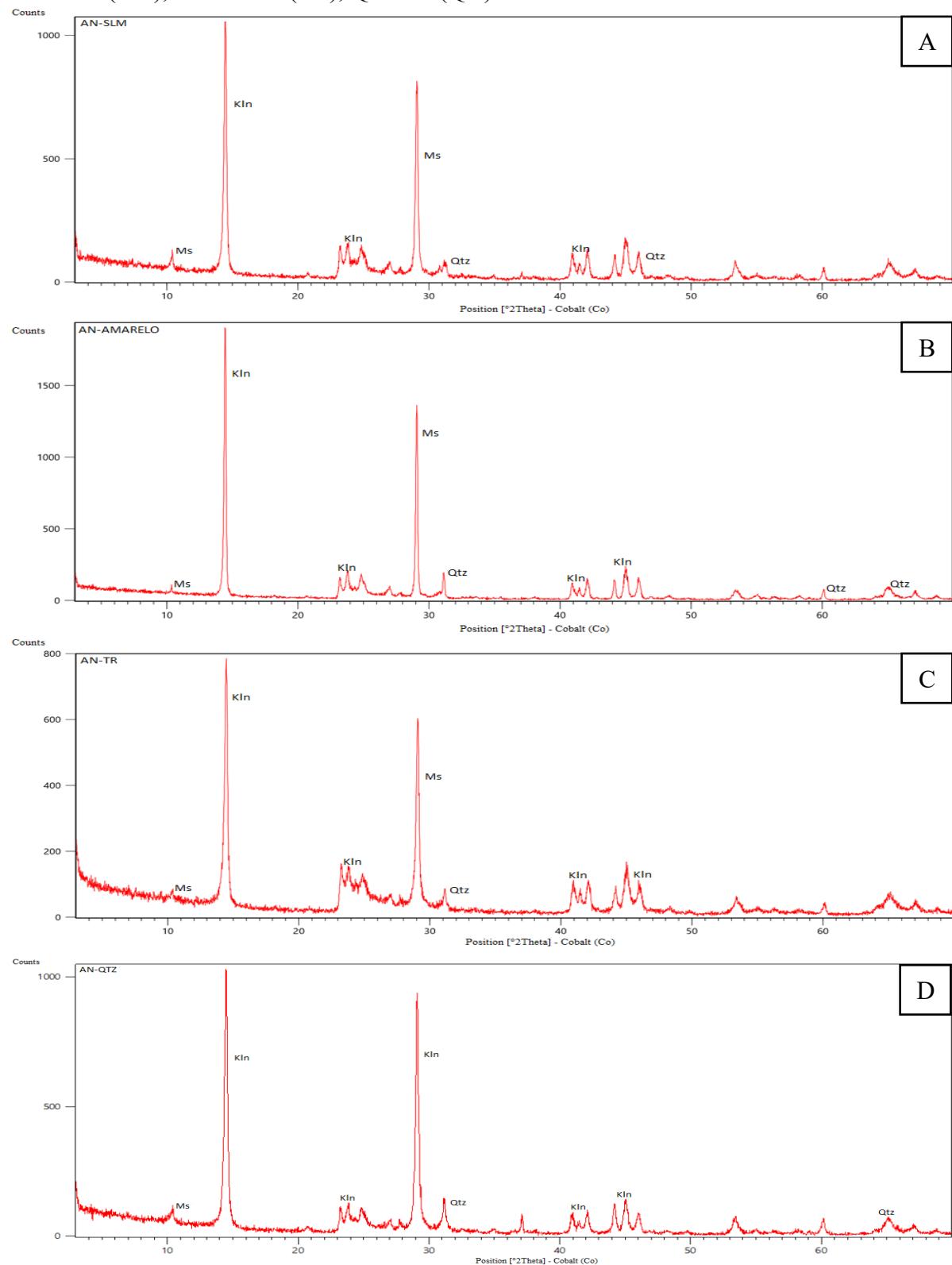


Fonte: Elaborado pelo autor.

As figuras 45A, B, C e D trata-se respectivamente das análises das amostras AN-SLM, AN-AMARELO, AN-TR e AN-QTZ. A caulinita aparece como mineral dominante, cujo pico se encontra na posição de $14^\circ\Theta$ e espaçamento varia de $7,01\text{ \AA}$ a $7,10\text{ \AA}$, com sua fórmula química expressa por $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. Por vezes, está associada a muscovita/ilita, que ocupa a posição $10^\circ\Theta$ e espaçamento $9,8\text{ \AA}$, expressa pela fórmula química $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_2$. As ilitas são produto de alteração de minerais micáceos e feldspatos, com estrutura semelhante a muscovita; no entanto, durante o processamento da amostra, não se observou expansão do

material, desconsiderando-se a possibilidade de ocorrência desse mineral em grandes concentrações. A sílica (SiO_2) está presente em picos de baixa intensidade.

Figura 45 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Muscovita (Ms), Quartzo (Qtz)



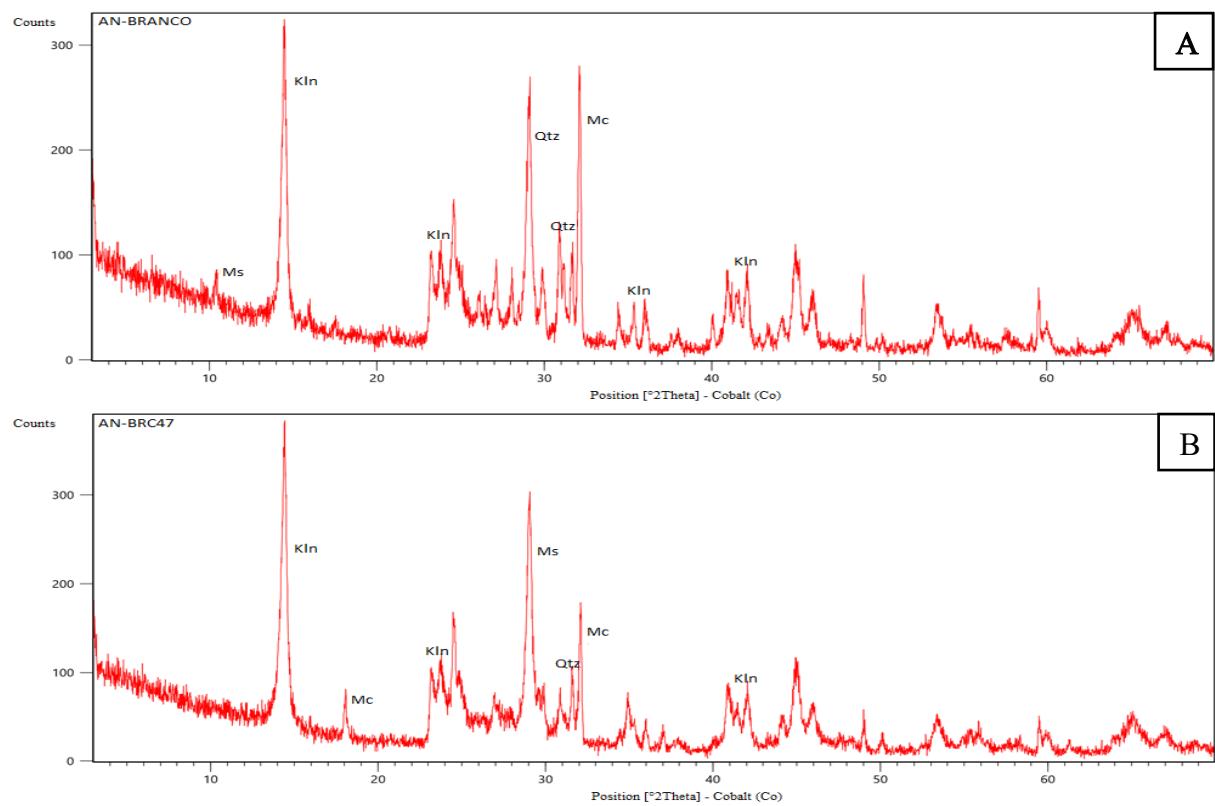
Fonte: Elaborado pelo autor.

As Figuras 46A e B correspondem às amostras AN-BRANCO e AN-BRC47, que apresentam as seguintes fases: Muscovita (Ms), Quartzo (Qtz), Caulinita (Kln) e Microclina (Mc).

No difratograma da amostra AN-BRANCO (Figura 10A), aparece um pico de mineral micáceos, principalmente muscovita nas posições $10\ \Theta - 9,8\text{ \AA}$, mas desaparece nos horizontes sobrejacentes, indicando alteração e formação do hidróxido de alumínio nas posições de $14\ \Theta$ e $7,14\text{ \AA}$ aproximadamente.

O mineral Microclina ocorre sob a fórmula de $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, com pico de alta intensidade de $32,11\ \Theta$ e espaçamento $3,2\text{ \AA}$. O quartzo ($3,34\text{ \AA}$) também é um componente da fração argila.

Figura 46 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Muscovita (Ms), Quartzo (Qtz)



Fonte: Elaborado pelo autor.

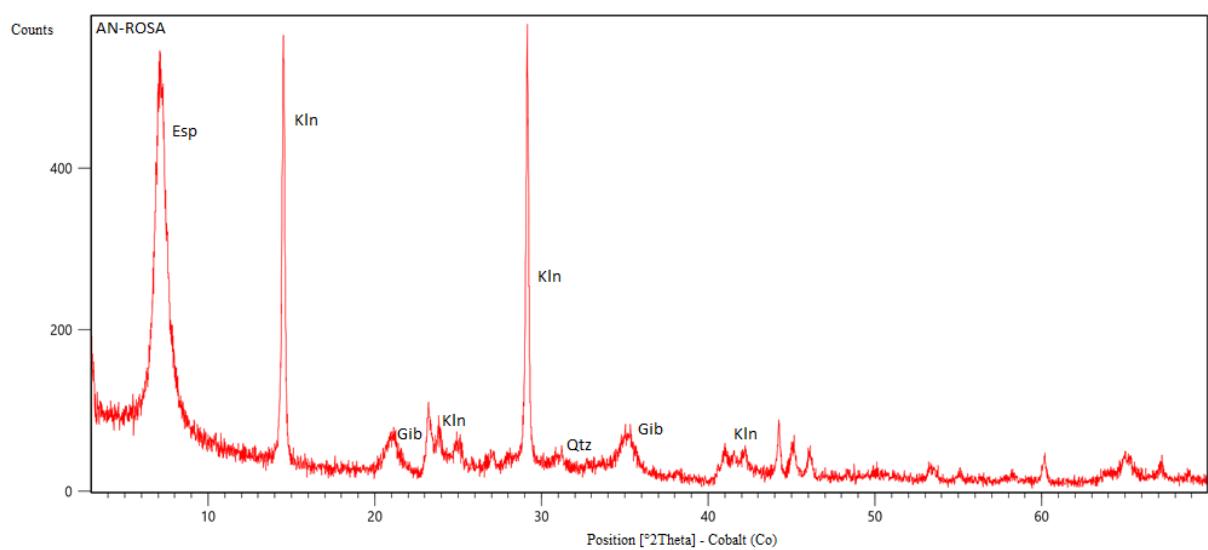
A figura 47 a seguir apresenta em seu difratograma quatro espécies cristalinas diferentes, sendo essas Espodumênio (Esp), Caulinita (Kln), Gibbsita (Gib) e Quartzo (Qtz).

O espodumênio é representado com um pico de alta intensidade no espaçamento $14,10\text{ \AA}$ na posição $7,2\ \Theta$, o que confere à amostra característica distinta das outras pela presença da composição química $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$. Esse silicato de alumínio, principal portador de

lítio, encontra-se associado a depósitos de pegmatito granítico. Em nível de afloramento, esse mineral foi encontrado próximo ao feldspato (Figura 39C).

A caulinita apresenta-se com pico de alta intensidade nas posições 14,5 Θ e 29,13 Θ de espaçamento 7,08 Å, e 3,55 Å respectivamente. A gibbsita, associada a caulinita, ocorre relacionada a esse hidróxido de alumínio, aparecendo em picos que se repetem nas posições 21, 08 Θ e 35,19 Θ , com espaçamentos de 4,8 Å e 2,9 Å. A sílica apresenta pouca representatividade na amostra.

Figura 47 – Difratogramas de diferentes frentes de lavra. mineralogia identificada: Caulinita (Kln), Gibbsita (Gib), Espodumênio (Esp) e Quartzo (Qtz)



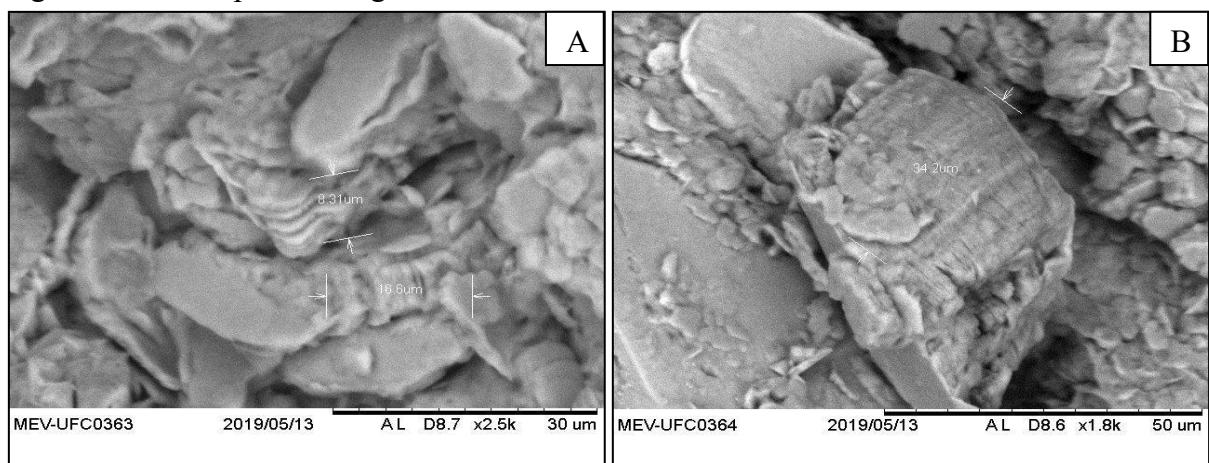
Fonte: Elaborado pelo autor.

Os resultados das análises de DRX são coerentes com a mineralogia do caulin. A mineralogia da caulinita, representada através dos picos finos e posição 14 Θ , um elevado grau de quantidade, bem como de cristalização, representando que o mineral é bem cristalizado.

5.4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios - X (EDS)

Os resultados obtidos nas micrografias através do microscópio eletrônico de varredura (MEV) mostram que as amostras, em geral, são constituídas basicamente por aglomerados de caulinita de estrutura pseudohexagonal, em um arranjo em livros chamado por muitos autores de *book Let* (Figura 48A e B), de 8,3 μm a 34,2 μm .

Figura 48 – Exemplares de aglomerados de Caulinita na forma de "livros de caulinita"

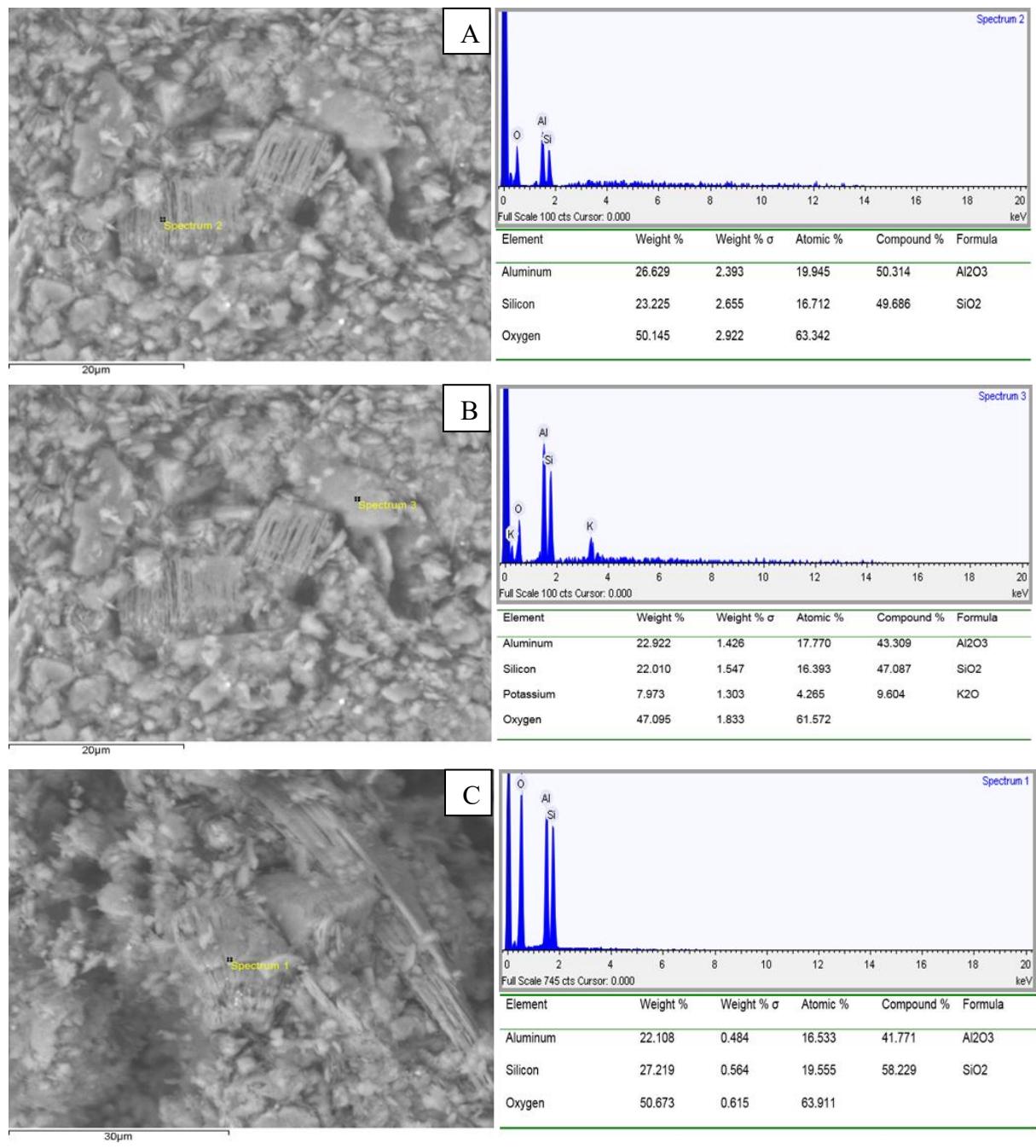


Fonte: Elaborado pelo autor.

Os picos de EDS no *Spectrum 2* (Figura 49A) identificam a fase cristalográfica da caulinita, apresentando proporção de Al_2O_3 e SiO_2 de 1:1. Há também muscovita em menor quantidade, representada no *Spectrum 3* da Figura 49B. A análise de EDS da amostra AN-CAULIM100 apresenta valores compostionais de 47% de SiO_2 , 43% de Al_2O_3 e 10% de K_2O . Na amostra AN-CAULIM200, os teores maiores são de SiO_2 e menores, de Al_2O_3 , como mostra o *Spectrum 1* da Figura 13C, com 58% de SiO_2 e 41% de Al_2O_3 .

Nessas duas amostras, não foram observados óxidos e/ou hidróxidos de ferro, o que indica que o processo de beneficiamento para retirada de óxidos foi efetivo, gerando um produto adequado às exigências do mercado, tendo em vista que a presença desses minerais prejudica a qualidade, e a do ferro mais especificamente, a ordem estrutural do argilomineral segundo Araújo *et al.* (2006). No entanto, a persistência de grandes quantidades de muscovita em uma das amostras diminui a qualidade desse produto e, dependendo da sua finalidade na indústria, reduz seu potencial competitivo.

Figura 49 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulinita com espectro EDS característico. B) fragmento de feldspato potássico e em C) aglomerado de caulinitas



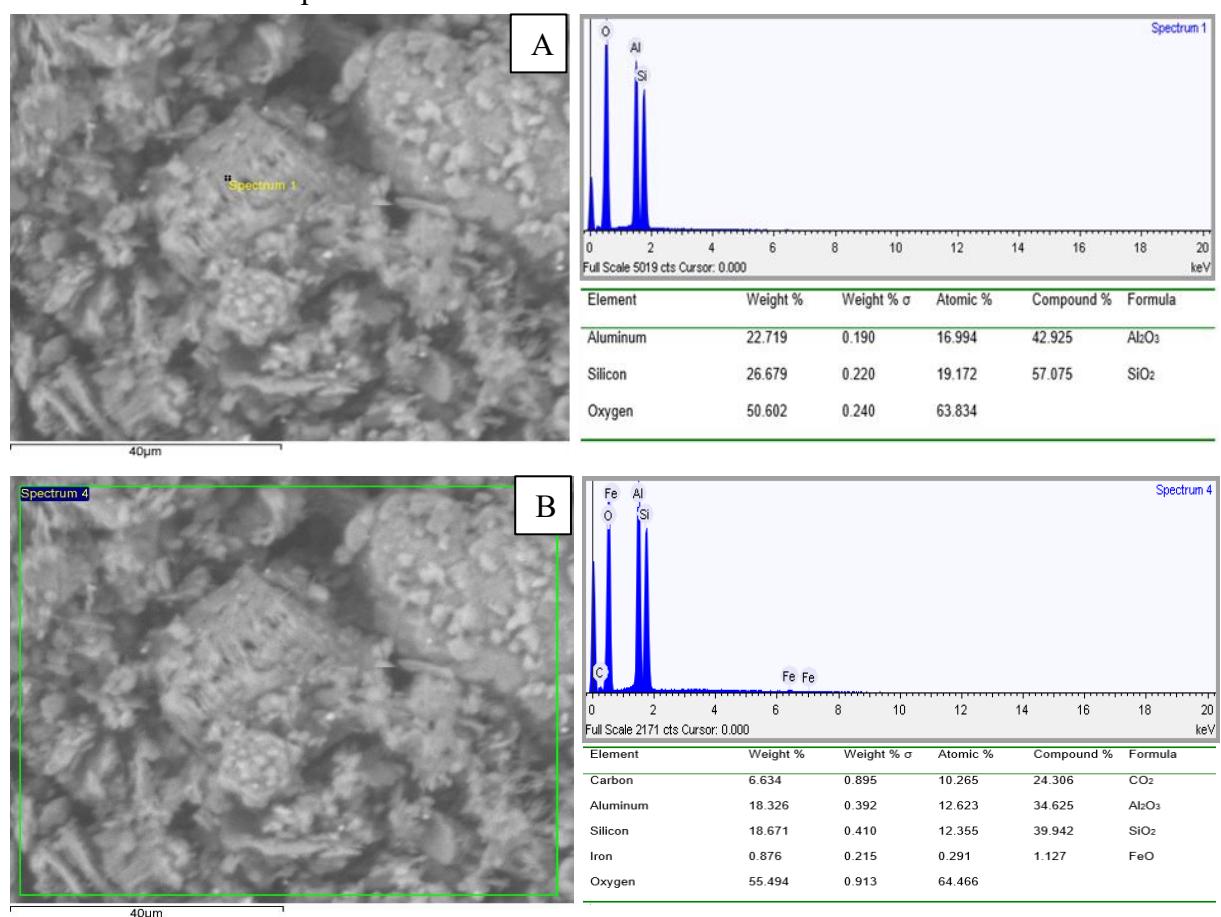
Fonte: Elaborado pelo autor.

As próximas análises representam as amostras AN-Amarelo, AN-TR e AN-QTZ, já que a composição das demais amostras se assemelham a essas.

Na amostra AN-Amarelo, representada pela Figura 50, o *Spectrum 1* (Figura 50A) corresponde a composição mineralógica da caulinita, formada por SiO_2 (57%) e Al_2O_3 (43%), estabelecendo a proporção 1:1. Na micrografia da Figura 50B, a análise composicional

apresenta teores de SiO_2 de 52,7%, seguido por Al_2O_3 com 45,7% e FeO , 1,5%. Esses valores foram ajustados na proporção, devido a presença do carbono coloidal (CO_2) utilizado como adesivo no suporte porta amostra do microscópio. A coloração amarela da amostra é proveniente do óxido de ferro, que atua como um contaminante ao caulin.

Figura 50 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulin com espectro EDS característico. em B) análise de toda a região visualizada da amostra amarela e o espectro EDS indicando baixo Teor de Óxido de ferro



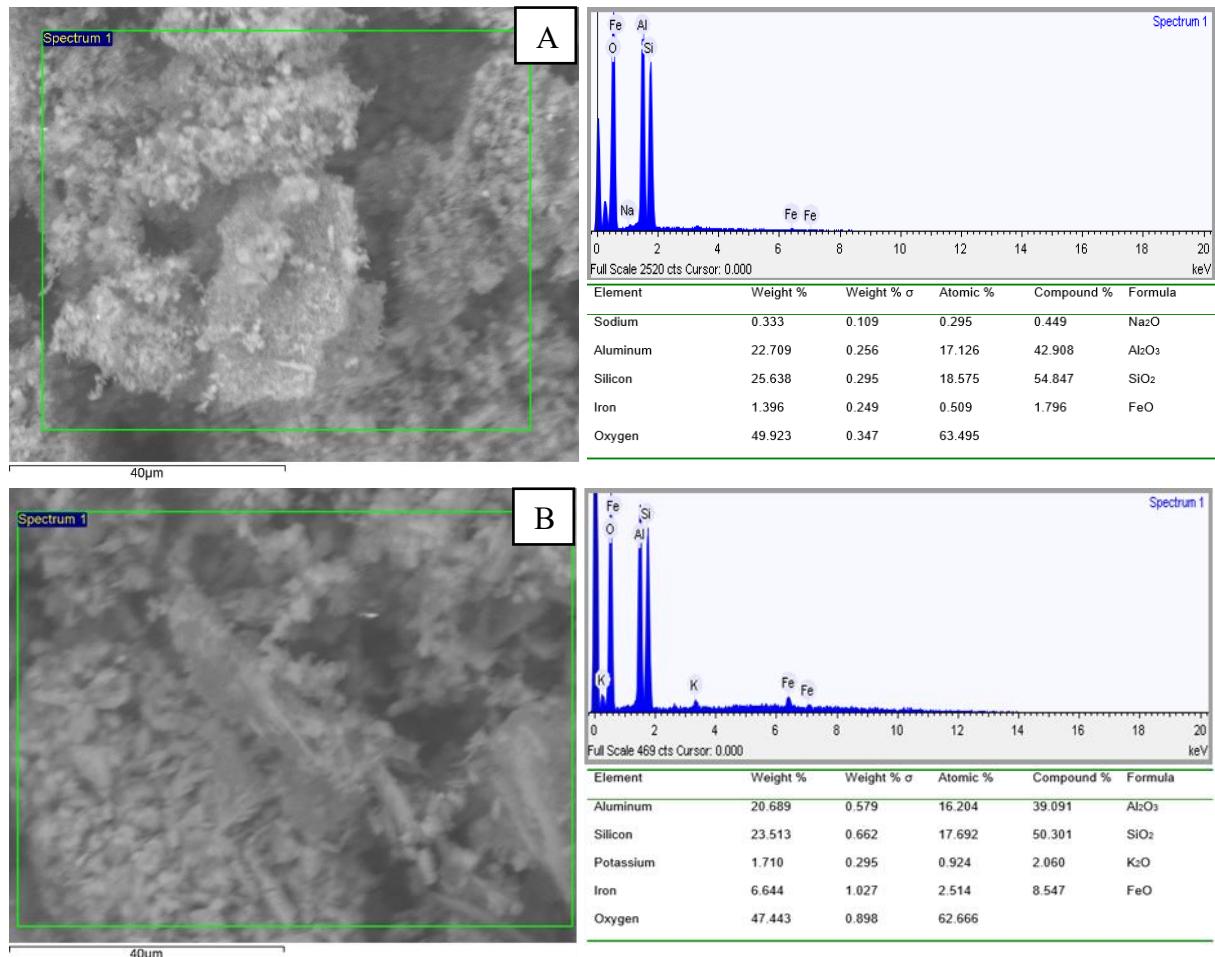
Fonte: Elaborado pelo autor.

A amostra AN-TR a seguir, na Figura 51A, a caulinita apresenta teor de sílica (SiO_2) de aproximadamente 55%, e o de alumínio (Al_2O_3) com aproximadamente 43%. O óxido de ferro (FeO) aparece como contaminante com quase 2%. A concentração de óxido de ferro gera nas amostras AN-AMARELA, AN-SLM e AN-TR uma coloração determinante, o que interfere na qualidade do produto. O sódio (Na_2O) aparece com teor de 0,5%, o que pode ser contaminante de manuseio.

Já a amostra AN-QTZ (Figura 51B), a análise de EDS no *Spectrum 1*, apresenta teores composticionais aproximados da caulinita com 50% de sílica (SiO_2) e 39% de alumínio

(Al_2O_3). O potássio (K_2O) aparece com 2% na composição, o que pode representar a presença de muscovita no material, e 8,5% de ferro (FeO).

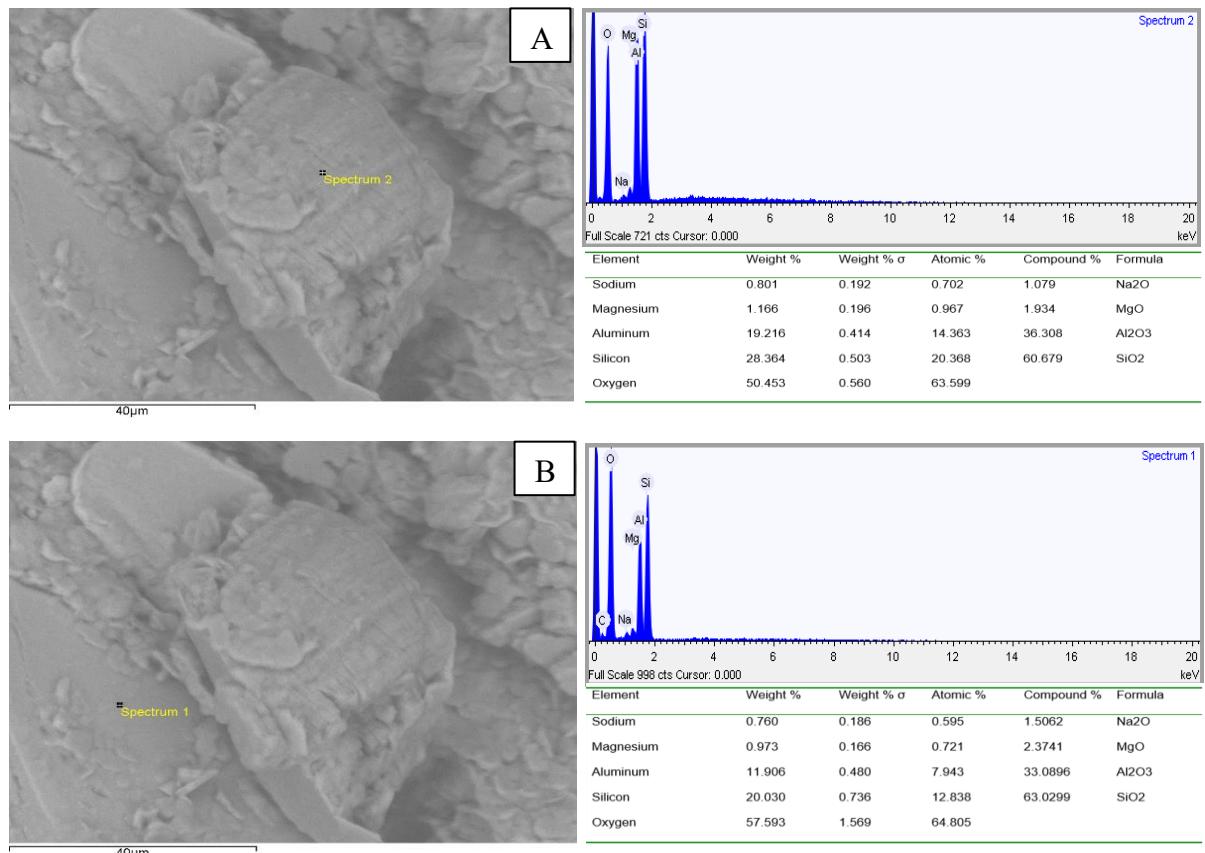
Figura 51 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) material terrígeno e ferruginoso contido na amostra e em B) a presença de muscovitas marcadas pela ocorrência K_2O no espectro EDS



Fonte: Elaborado pelo autor.

As análises posteriores correspondem à amostra AN-ROSA. O *Spectrum 2* da Figura 52A representa o maior percentual de SiO_2 , em torno de 60% de sílica e Al_2O_3 com 36%, na proporção de 2:1. O sódio (Na_2O) e magnésio (MgO) estão presente em teores muito baixos, em torno de 1% e 2%, respectivamente, podendo ser do grupo da ilita em sua proporção de silício-alumínio. O *Spectrum 1* da Figura 52B contém o mineral analisado cuja composição predominante é formada de SiO_2 (63%), seguido por Al_2O_3 (33%), quase obedecendo a proporção 2:1, com pouca expressividade de Na_2O (1,5%) na amostra de feldspato alterado. Apesar da presença de Mg, esse mineral trata-se do plagioclásio albita.

Figura 52 – Micrografias de analisadas por MEV/ EDS em amostras de minério. A) livro de caulinita contaminada com material ferromagnesiano e seu espectro EDS característico e em B) fragmento de biotita

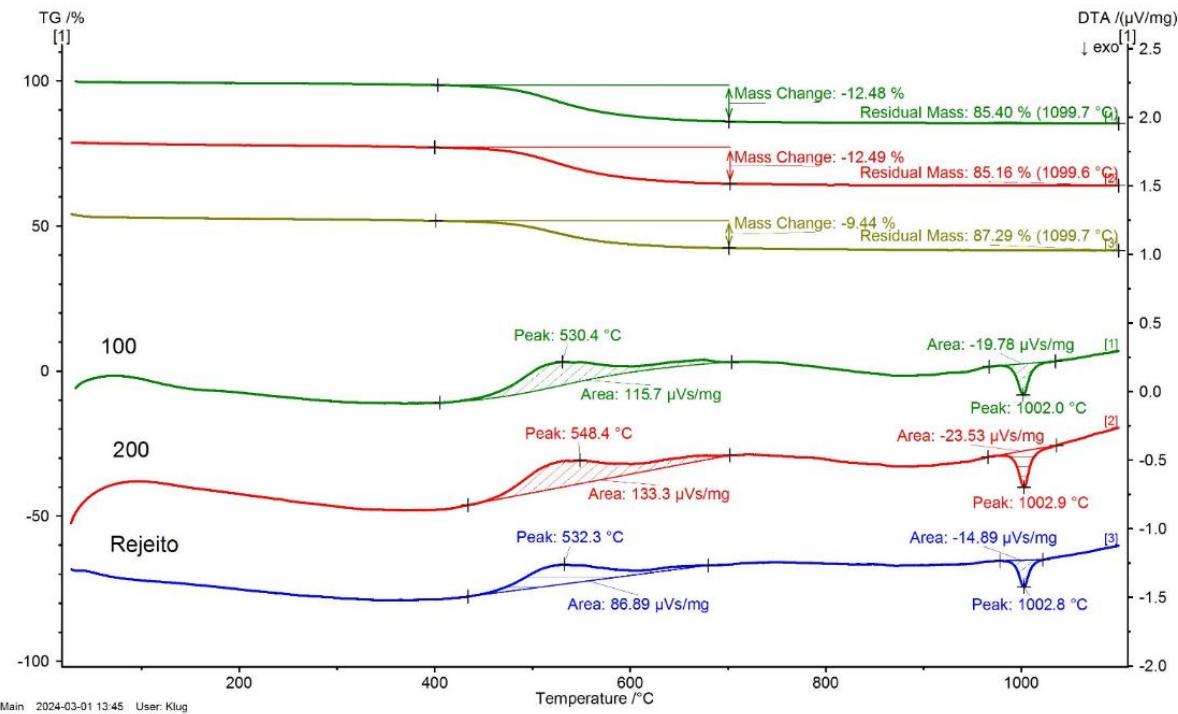


Fonte: Elaborado pelo autor.

5.4.4 Termogravimetria

Nas análises apresentadas na figura 53, observa-se um comportamento característico da caulinita, com a presença de um pico endotérmico entre aproximadamente 430 °C e 690 °C, correspondente à desidroxilização da caulinita. As intensidades máximas variam de 530 °C a 548 °C e há picos exotérmicos entre cerca de 970 °C e 1050 °C como máximo de inflexão em aproximadamente 1000,2 °C, que correspondem à transição de fase da metacaulinita em para Mulita. Não foram observadas reações de perda de massa significativas para as Muscovitas presentes nas amostras analisadas, isso ocorre devido as temperaturas de desidroxilização serem próximas as da caulinita, essa faixa de ocorrência está contida no intervalo que varia de 430 °C a 900 °C representada por uma leve inflexão.

Figura 53 – TG/DSC das amostras analisadas



Fonte: Elaborado pelo autor.

5.5 Considerações Finais

Os resultados obtidos nas amostras de caulim beneficiadas indicam que a presença de muscovita no material influencia na plasticidade e pureza do material, o que pode tornar necessária a correção no volume de água no caso de conformação ou escoamento de polpa de caulim na indústria. As análises mineralógicas de difração de raios-x realizadas com as amostras provenientes de Equador e adjacências apresentaram características semelhantes no que se refere a mineralogia, em todas as amostras foi possível detectar a presença de muscovita quartzo e caulinita apenas em uma das amostras foi observada a presença de Espodumênio, um silicato de lítio de composição $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$. A caulinita apresenta sua morfologia típica com placas pseudo-hexagonais, dispostas em seus agregados típicos (livros de caulinita como observado nas micrografias. As imagens por microscopia eletrônica acopladas ao EDS no restante das amostras identificaram minerais com composição química compatível com os determinados na difração de raios X. As análises termo gravimétricas apresentaram sinal analítico muito semelhantes as variações dos picos endotérmicos do caulim aconteceram nos intervalos de 430 $^{\circ}\text{C}$ a 650 $^{\circ}\text{C}$ com máximo em 548 $^{\circ}\text{C}$ onde ocorre a desidroxilização da caulinita e formação de Metacaulinita, os pontos de exotermas das muscovitas se confundem com os da caulinita sendo

iniciados dentro do intervalo das mesmas em 600 °C e se propagando por meio de um leve inflexão até aproximadamente 900 °C encerrando no evento transição de metacaulinita para mulita, marcado pela exoterma de 1002 °C aproximadamente. A partir das análises realizadas é possível concluir que apesar da ocorrência de muscovitas nas amostras analisadas não ocorrem interferências significativas no comportamento térmico das amostras estudadas.

5.6 Referências

- A. A. B. MAIA, R. S. ANGÉLICA, C. A. G. SOUZA, R. F. NEVES, *Cerâmica* **54**, (2008) 345-350.
- ALBERS, A. P. F.; MELCHIADES, F. G.; MACHADO, R.; BALDO, J. B; BOSCHI, A. O. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. *Cerâmica*, v. 48 n. 305, São Paulo, 2002. Disponível em: <https://www.scielo.br/pdf/ce/v48n305/a0848305>. Acesso em 24 abr. 2020.
- ARAUJO, J. C.; ASSIS, J. T.; MONINE, V. I.; BERTOLINO, L. C. Caracterização da Microestrutura de Caulinitas pela Difração de Raios X. *Revista Matéria*. v. 11, n. 3, p. 361 – 371, 2006.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, NBR 6459. **Solo - Determinação do limite de liquidez**. Rio de Janeiro, RJ (2016).
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, NBR 7180. **Solo - Determinação do limite de plasticidade**. Rio de Janeiro, RJ (2016).
- B. S. CARNEIRO, R. S. ANGÉLICA, T. SCHELLER, E. A. S. DE CASTRO, R. F. NEVES, *Cerâmica* **49**, (2003) 237-244.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARAL, R. F. do; SILVA, F. O.; SOUSA, M O. L.; FONSECA, V. P.; VIEIRA, M. M. Nota explicativa da Folha Jardim do Seridó (SB.24-Z-B-V), escala 1:100.000. Rio Grande do Norte/Paraíba: **UFRN/CPRM**, 2007.
- BRISTOW, C. M. (1987b). World Kaolins: gênesis, exploitation and application. *Industrial Minerals*, p. 45-87.
- DA SILVA, F. A. N. **Estudos de caracterização tecnológica e beneficiamento do caulin da Região Borborema-Seridó (RN)** / Fernanda Arruda Nogueira Gomes da Silva [et al.]. Rio de Janeiro: CETEM, 2008.
- DOS SANTOS, S. C. A.; ROCHA JUNIOR, C. A. F.; DA SILVA, L. N.; ANGÉLICA, R. S.; NEVES, R. F. Amazon kaolin: possible reference materials. *Cerâmica*, v. 59, p. 431-441, 2013.
- G. W. BRINDLEY, D. L. GIBBON, *Science* **162**, (1968) 1390- 1391.
- GARDOLINSKI, J. E.; FILHO, H. P. M.; WYPYCH, F. Comportamento térmico da caulinata hidratada. *Química Nova*. v. 26, n. 1, p. 30-35, 2003.
- JOHNSTON Jr., W. D. Os pegmatitos berilo-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil. **DNPM/DFPM** (Boletim 72). Rio de Janeiro, 85p.1945b.

LUZ, A. B. CAMPOS, A. R. de; CARVALHO, E. A. de; BERTOLINO, L. C.; SCORZELLI, R. B. **Rochas e Minerais Industriais**. CETEM/2008, 2^a Edição, Cap. 12.

OLIVEIRA, J. R. B. de; RIBAS, R. V.; SOUZA, A. F. **Raios X – II**: Lei de Moseley; Análise de cristais por raios X; Difração de elétrons. Universidade de São Paulo. Instituto de Física. Laboratório de Física Moderna. Disponível em <https://portal.if.usp.br/labdid/sites/portal.if.usp.br.labdid/files/Raios-X2%20%281%29.pdf>. Acesso em 01 maio 2020.

P. S. SANTOS, Ciência e Tecnologia de Argilas, 2^a Ed, vol. 1, São Paulo: Edgar Blücher, 397p. (1989).

SANTANA, V. L.; VIEIRA, E. V.; VIDAL, F. W. H. Caracterização do caulim de Equador/RN posterior ao processo de classificação em hidrociclone. In: V Simpósio de Minerais Industriais do Nordeste, 2016, João Pessoa. **Anais...** Disponível em: <https://www.cetem.gov.br/images/congressos/2016/CAC00130016.pdf>. Acesso em 3 abr. 2020.

SANTOS, L. C. M. de L.; SANTOS, E.; SALES, E. D. G. Condicionamento Estrutural e Mapeamento Geológico de Detalhe dos Pegmatitos Alto do Feio e Alto Serra Branca, Região de Pedra Lavrada (PB), Província Pegmatítica do Seridó, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 26, n. 1, p. 98-116. 2016.

SCORZA, E. P. Província Pegmatítica da Borborema (Nordeste do Brasil). **DNPM/DGM** (Boletim 112). Rio de Janeiro, 55p., 1944.

SILVA, S. M. P. da. **Espectroscopia de imageamento e gamaespectrometria aérea e terrestre de pegmatitos e granitos da porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), nordeste do Brasil**. 2009. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, 2009.

SUMÁRIO MINERAL. Alumínio. anm.gov.br. Brasília, DF. Disponível em: <http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/outras-publicacoes-1/6-2-caulim/viewfu>. Acesso em 03 abr. 2020.

TOLEDO, M. C. M. de; OLIVEIRA, S. M. B. de; MELFI, A. J. Da Rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. Decifrando a Terra, 2^a edição, **Companhia Editora Nacional**. São Paulo. p. 210-239, 2009.

WILSON, I. R.; SANTOS, H. de S.; SANTOS, P. de S. Caulins brasileiros: Alguns aspectos da geologia e da mineralogia. **Cerâmica**, v. 44 p. 287-288, 1998.

6 CONCLUSÕES

A realização desta pesquisa contribuiu para a identificação dos litotipos do Grupo Seridó, relacionando os condicionamentos estruturais às ocorrências das intrusões de natureza granítica, ligadas à mineralização de caulim.

Foram identificados oito litotipos das formações do Grupo Seridó. Na Formação Jucurutu, foram encontradas rochas calcissilicáticas, com intercrescimento de epidoto em anfibólio. O grau de epidotização mostra que ocorreu uma transformação do mineral em condições de temperatura mais baixa. É provável que a baixa temperatura marcada pela presença do epidoto seja um resultado da circulação de fluidos provenientes do pegmatito, já que as áreas onde foram encontradas as amostras estão geograficamente próximas.

A Formação Equador é composta predominantemente por quartzito, que apresenta variação composicional entre minerais micáceos, arcoseana e silicosa, com pouca mica. Em linhas gerais, o quartzito apresenta foliações milimétricas, com direção preferencial para NW-SE e SW-NE em menor ocorrência. As fraturas são orientadas para NE, o que facilitou a o fluxo de fluidos hidrotermais.

A intercalação das Formações Jucurutu e Equador, mesmo não tendo dimensões que possam ser cartografadas, é um dado importante e confirma o que já foi registrado em trabalhos anteriores. Essa intercalação contamina os quartzitos, descartando seu uso como rocha ornamental.

A Formação Seridó é composta por gnaisses bandados, e alguns afloramentos passaram por migmatização, podendo aparecer feição nebulítica. Na análise petrográfica, o desenvolvimento da granada sugere que o ambiente é de alta pressão e a rocha é rica em Fe, sendo esse encontrado também nas clivagens da biotita.

O pegmatito é classificado como heterogêneo, podendo apresentar em algumas porções característica do tipo homogêneo. O corpo pode estar caulinizado ou não, como também pode apresentar pseudomorfismo da muscovita, exibindo alteração na sua cor. Na análise petrográfica, foram identificados plagioclásio, feldspato, quartzo e muscovita.

O caulim encontrado na região é resultado da alteração do feldspato, podendo ser influenciado pela alteração hidrotermal proveniente da circulação de fluidos. Na análise petrográfica, a muscovita ocorre intercrescida com o caulim, e apresenta estrutura do tipo *mica fish* bem desenvolvida. Dependendo do seu destino industrial, é necessário que o caulim passe pelas etapas de beneficiamento para que seja retirada muscovita. Já o feldspato está muito alterado, tornando difícil a sua identificação.

As análises petrográficas identificaram fácies diferentes, tais como xisto verde e anfibolito. Apesar de ter sido identificado o clinopiroxênio em lâmina, as litologias não confirmam a fácie granulito, e sim a ocorrência até a fácie anfibolito alto.

Na área, os eventos tectônicos atuantes são: D1, deformação responsável pelos bandamentos compostionais, formação de foliações, dobras e lineações e estiramento mineral; D2, formação de um bandamento gnáissico de alto grau como foliação intensamente crenulada, porções nebulíticas também estão presentes, mergulho com sentido para NW, além de formações de dobras abertas, subverticais; D3, marcada pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, de caráter transcorrente, na direção NE-SW, atuando na formação de dobras isoclinais com estruturas siniforme e antiforme, geração de foliações miloníticas, estiramento de cristais e verticalização da foliação, responsável por variações em sua direção e sentido de mergulho. Os pegmatitos estão relacionados à reativação da zona de cisalhamento, ou seja, aos eventos de D₃ ou posteriores a D₃.

Os ensaios físicos de Limite de Liquidez e de Plasticidade realizados em amostras de caulin que passaram por beneficiamento mostram resultados discrepantes entre as amostras com *mesh* 100 e 200, atribuindo importância ao processo de separação na pureza do produto caulinítico, visto que a presença de substâncias contaminantes, como a muscovita, influenciam na plasticidade do material, tornando-o limitante na indústria.

Os resultados das análises de DRX são coerentes com a mineralogia do caulin, com destaque a presença de espodumênio. A mineralogia da caulinita, representada através dos picos finos na posição 14 Θ, um elevado grau de quantidade, bem como de cristalização, representando que o mineral está bem formado. As imagens por microscopia eletrônica acopladas ao EDS identificaram minerais como caulinita, muscovita, plagioclásio e óxidos de ferro.

A economia da região é baseada na mineração, com a extração e beneficiamento de caulin, extração do quartzito e da biotita-gnaisse. Esse setor é responsável pela geração de empregos diretos e indiretos, além de despertar o interesse de pesquisadores que buscam conhecer mais sobre esses bens minerais.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, n. 3, p. 45-48, 1969.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste, 7º Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, **Atas**, 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1 e 29, 1981.
- BERTRAND, J. M.; JARDIM DE SÁ, E. F. Where are the Eburnian-Transamazonian collision belts? **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 27, p. 1382-1393. 1990.
- BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D. A. R. A posição estratigráfica do Complexo Caicó. In: SBG/Núcleo Nordeste, 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, **Boletim**, 289-297, 1975.
- BRITO NEVES, B. B.; SIAL, A. N.; RAND, H. M.; MANSO, V. V. The Pernambuco-Alagoas Massif, northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, p.240-250, 1982.
- BRITO NEVES, B. B. **O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, 1:1,000,000.** Tese de Livre Docência. Departamento de Geologia Geral, Universidade do São Paulo, SP, Brasil, p. 177, 1983.
- BRITO NEVES, B. B.; DOS SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.); Tectonic Evolution of South America. **Anais...** 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151-182, 2000.
- CABY, R. Precambrian terranes of Benin Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. **Geological Society of America**, Special Paper 230, 145 e 158, 1989.
- CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. H., VAUCHEZ, A. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives (DALLMEYER, R. D. & LÉCORCHÉ, J. C. P. L., eds.). **Anais...** Berlin, p. 373-397, 1991.
- CABY, R.; ARTHAUD, M. H.; ARCHANJO, C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. In: SILVA FILHO, A. F. & LIMA, E. S. de (eds.) Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8, n.3/4, p.235-246, 1995.
- CAMPELO, R. C. **Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de dados geológicos e gravimétricos.** 1999. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica), Departamento de Geologia, Universidade Federal

do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

CASTAING, C.; FEYBESSE, J. L. TRIÉBLEMONT, D.; TRIBOULET, C.; CHÉVREMONT, P. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasilian orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? **Precambrian Research**, v. 69, p. 327-344. 1994.

CAVALCANTE, J. C.; FERREIRA, C. A.; ARMESTO, R. G. G.; MEDEIROS, M. F.; RAMALHO, R.; BRAUN, O. P. G.; BAPTISTA, M. B.; CUNHA, H. C. S.; DERZE, G. R. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza: MME/CPRM, 1983.

CAVALCANTE, J. C. **Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil.** 1999. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

DA SILVA, M. R. R.; HILL, R; BEURLEN, H. Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. **Journal of South Anwick Earth Sciences**, v. 8, n. 34, p. 355-364. 1995.

DANTAS, E. L.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPAKER, P. C.; FETTER, A. H.; BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U.; NUTMAN, A. P.; WILLIAMS, I. S. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America.

Precambrian Research, v. 130, p. 113-137. 2004.

DANTAS, M. E.; FERREIRA, R. V. R. Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte. Natal: CPRM/PGB (Programa Geologia do Brasil), 2010. Disponível em: http://www.cprm.gov.br/publique/media/Geodiversidade _ RN.pdf Acesso em 24/09/2023.

DA SILVA, F. A. N. Estudos de caracterização tecnológica e beneficiamento do caulim da Região Borborema-Seridó (RN). Rio de Janeiro: CETEM, 2008.

FERREIRA, C. A. Novas considerações sobre a Faixa Seridó e terrenos adjacentes, com base na integração geológica da Folha Caicó, escala 1:250.000. In: SBG/Núcleo Nordeste, 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, **Boletim**, n. 15, p. 28-31, 1997.

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A. & ARTHAUD, M. H. U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints On The Crustal Evolution and Basement Architecture Of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications For The Existence Of The Paleoproterozoic Supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p.102–106. 2000.

GOMES, J. R. de C.; MOURA, C. A. V. M.; TORRES, P. F. M.; GOMES, I. P. Metatonalito de Várzea Nova-Sul de Aiuaba, CE. In: SBG/Núcleo Nordeste, 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, **Boletim**, n. 15, p. 12-15, 1997.

IRWIN, W. P. Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the Southern Klamath Mountains, California. **USGS, Prof. Pap.**, 800-C, p. 103-111. 1972.

JARDIM DE SÁ, E. F. 1984. **A evolução proterozóica da Província Borborema.** In: 11º

Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, **Atas...** SBG. p. 297-316, 1984

JARDIM DE SÁ, E. F. A Faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasiliana/Pan -Africana. 1994. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F.; MEDEIROS, W. E. de; CASTRO, D. L de. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. *In: SBG/Núcleo Nordeste, 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, Boletim*, v. 15, p. 352-357, 1997.

LEGRAND, J. M.; LIEGEOIS, J. P.; DEUTSCH, S. Datação U/Pb e Rb/Sr das rochas pré-cambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento Arqueano. *In: SBG/Núcleo Nordeste, 14º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Boletim* n. 12, p. 276-279, 1991.

MAGINI, C.; BRITO NEVES, B. B. de; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L.; FETTER, A. Sequência das intrusões plutônicas em terrenos paleoproterozoicos no Extremo Oeste Potiguar. **Anais...** Fortaleza: SBG-Núcleo Nordeste, 1997.

NASCIMENTO, M. A. L. do; FERREIRA, R. V. Geoparque Seridó – RN. Natal: **CPRM/PGB** (Programa Geologia do Brasil - Levantamento da Geodiversidade). 2010.

RODRIGUES SOARES, D.; BEURLEN, H. **Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da província pegmatítica da Borborema, nordeste do Brasil.** 2004. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

SANTOS, E. J. dos; FERREIRA, C. A.; SILVA JR., J. M. F. da. Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba. Recife: **CPRM/PLGB** (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil). 2002.

SCORZA, E. P. Província Pegmatítica da Borborema (Nordeste do Brasil). **DNPM/DGM** (Boletim 112). Rio de Janeiro, 55p., 1944.

SILVA, M. R. R.; DANTAS, J. R. A. Província pegmatítica da Borborema-Seridó, Paraíba e Rio Grande do Norte. Brasília: **DNPM/CPRM** (Principais Depósitos Minerais do Brasil). 1997.

SOARES, D. R.; BEURLEN, H.; FERREIRA, A. C. M.; GONZAGA, F. A. S. Crisoberilo: primeira ocorrência na Província Pegmatítica da Borborema, NE do Brasil. **Principia**, v. 22, p. 401-44, 2014.

SOUSA, J. P. **Caracterização Tecnológica de Argilas utilizadas na fabricação de cerâmica vermelha no município do Crato – Ceará.** 2017. Dissertação (Mestrado em Geociências), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza. 2017.

TOLEDO, M. C. M. de; OLIVEIRA, S. M. B. de; MELFI, A. J. Da Rocha ao solo: intemperismo e pedogênese. *In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de.; FAIRCHILD, T. R.;*

TAIOLI, F. Decifrando a Terra, 2^a edição, **Companhia Editora Nacional**. São Paulo. p. 210-239, 2009.

TROMPETTE, R. **Geology of western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa**. A. A. Balkema, Rotterdam: Brookfield, 1994.

VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de Dados, Implicações e Perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 25, p. 279-296, 1995.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, L. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late pre-to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrial zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, v. 127, p. 287-327. 2003.

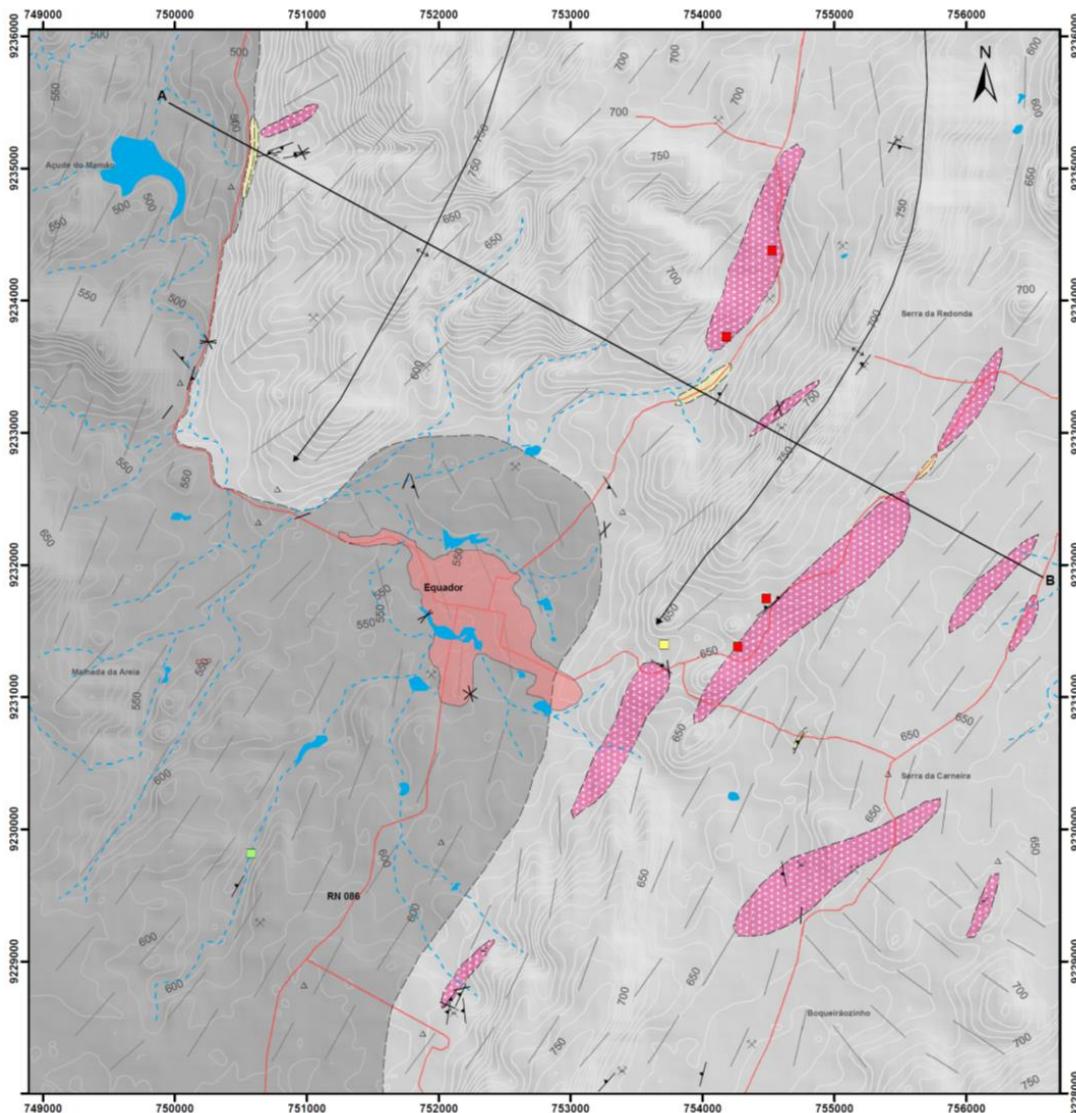
VAN SCHMUS, W. R.; OLIVEIRA, E. P.; SILVA FILHO, A. F.; TOTEU, F.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I. P. Proterozoic Links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society**, v. 294, p. 69-99, 2008.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH; M.; BRITO NEVES, B. B. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U- Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v.31, p. 227-252, 2011.

VAUCHEZ, A.; NEVES, S.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGYDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. The Borborema shear zone systems, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v. 8, p. 247-266, 1995.

WILSON, I. R.; SANTOS, H. de S.; SANTOS, P. de S. Caulins brasileiros: alguns aspectos da geologia e da mineralogia. **Cerâmica**, v. 44, n. 287-288, p. 118-129, 1998.

APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

GRUPO SERIDÓ PALEOZOICO

Intrusão granítica: pegmatito mineralizado em Be, Ta-Nb, Li, Sn, aguá-marinha e caulim.

NEOPROTEROZOICO

Formação Seridó: Granada-biotita gnaisse, com porções migmatizadas.

Formação Equador: quartzitos com variação composicional (muscovita quartzitos, quartzo arsaneano e puro).

Formação Jucurutu: Lentes de rochas calcissilicáticas de composição epidoto-hornblenda e clinopiroxênio-epidoto.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

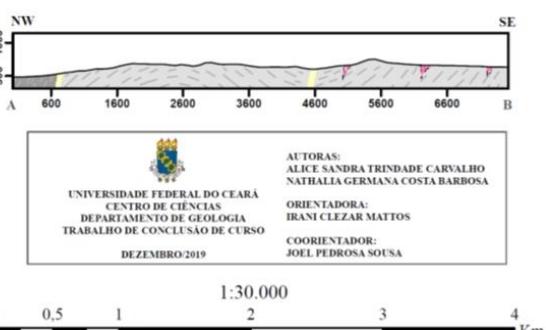
▲	Foliação	□	Área de Estudo
—	Fratura		
↔	Anticlinal		
—	Traço de foliação principal		
-----	Contato		
—	Segmento A-B do perfil		
—	Estradas principais		
- - -	Drenagem		
■	Corpos d'água		
■	Área urbana		

Simbologia

Rocha Ornamental
■ Granada-biotita gnaisse
■ Pegmatito
■ Quartzito

Exploração de Caulim

×	Mina Ativa
✗	Mina Desativa



Sistema de Coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 24

Projeção: Transversa de Mercator

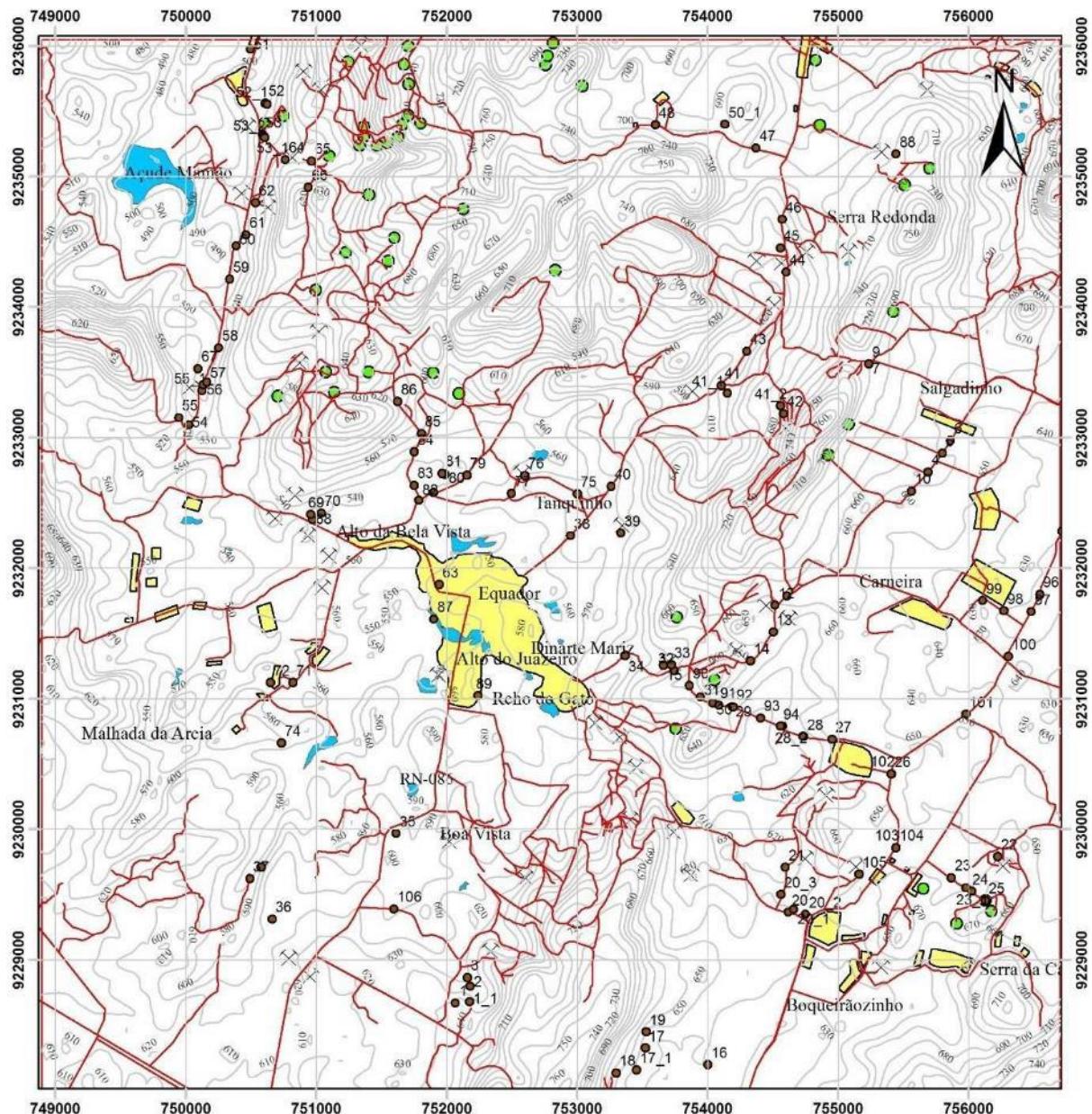
Datum: SIRGAS 2000

AUTORAS:
ALICE SANDRA TRINHADADE CARVALHO
NATHALIA GERMANA COSTA BARBOSA
ORIENTADORA:
IRANI CLEZAR MATTOS
COORIENTADOR:
JOEL PEDROSA SOUSA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÉNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
DEZEMBRO/2019

1:30.000

0 0,5 1 2 3 4 Km

APÊNDICE B – MAPA DE PONTOS



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Projeção Universal Transversa de Mercator
Sistema de Referência SIRGAS 2000 Zona 24S
Data: Maio, 2019
Graduandas: Alice Sandra Carvalho Trindade
Nathalia Germana Costa Barbosa
Orientadora: Irani Clezar Mattos
Coorientador: Joel Pedrosa Sousa

MAPEAMENTO - REGIÃO DE EQUADOR - RN

Legenda

- Estradas
- Drenagem
- Coordenadas 1^a etapa
- Curvas de nível (10 m)
- Afloramentos
- Limite da área de estudo
- ⊗ Exploração e beneficiamento
- Corpo d'água
- Área urbana

1:40.000

0 0,75 1,5 3 Km

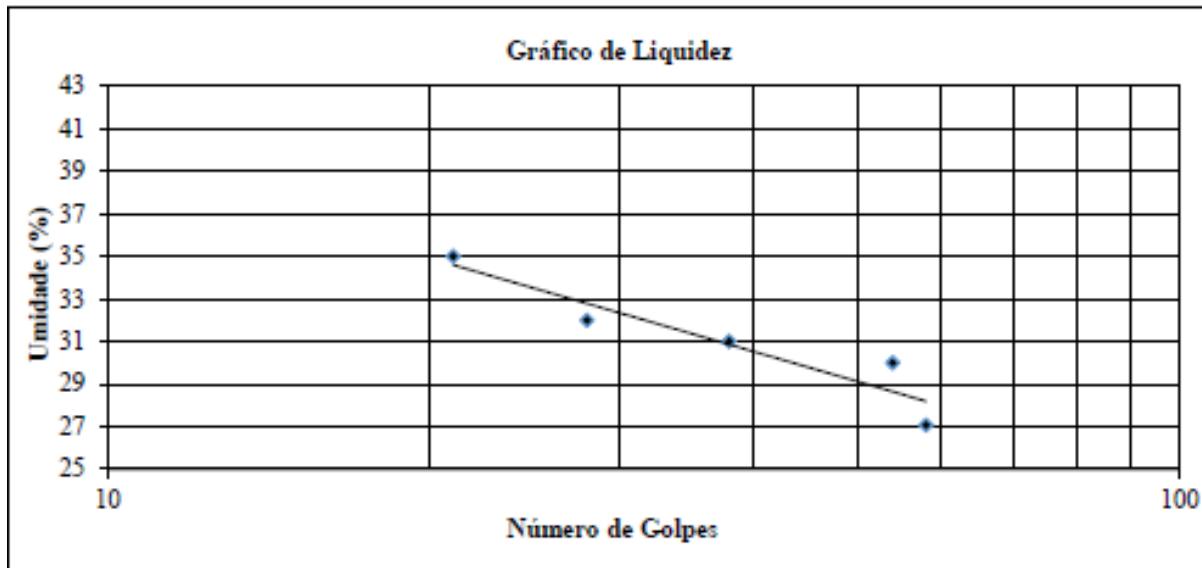
APÊNDICE C – ENSAIOS LL E LP DA AMOSTRA

AMOSTRA AN-CAULIM100								
N° de golpes N° da cápsula Solo + Tara + Água Solo + Tara Tara Água Solo Umidade LL	Limite de Liquidez				Limite de Plasticidade			
	21	28	38	54				
	2	9	6	30	69	3	13	23
	11,27	12,12	12,65	11,55	11,29	10,62	9,62	9,95
	10,60	11,30	11,63	10,80	10,52	10,09	9,15	9,45
	8,66	8,66	8,4	8,3	8,11	8,32	7,7	8,06
	0,67	0,82	1,02	0,75	0,77	0,53	0,47	0,50
	1,94	2,64	3,23	2,50	2,41	1,77	1,45	1,39
	35,0	32,0	31,0	30,0	32,0	29,9	32,4	36,0

Limite de Liquidez	33,0 %	IP=LL-LP	1
Limite de Plasticidade	32,0 %		
Indice de Plasticidade	1 %		
Índice de Consistência	0,07		

Fracamente plástico
Mole

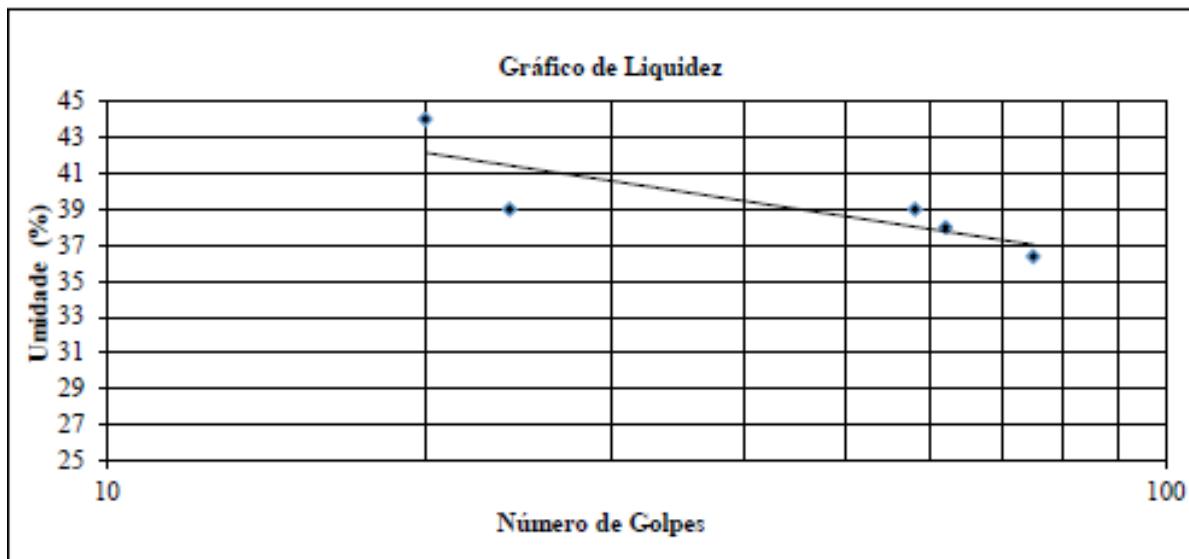
$$IC = LL - H/TP \quad 0,33 - 0,26/1 \quad 0,07$$



APÊNDICE D – ENSAIOS LL E LP DA AMOSTRA AN-CAULIM200

AMOSTRA AN-CAULIM200								
	Limite de Liquidez				Limite de Plasticidade			
	20	24	58	62				
	174	7	145	3	10	6	14	5
	14,05	16,51	12,54	10,64	15,06	17,31	18,08	16,38
	12,41	14,30	11,47	10,09	14,82	16,69	17,55	15,76
	8,67	8,54	8,7	8,66	14,14	14,93	15,78	14,14
	1,64	2,21	1,07	0,55	0,24	0,62	0,53	0,62
	3,74	5,76	2,77	1,43	0,68	1,76	1,77	1,62
	44,0	39,0	39,0	38,0	35,0	35,0	30,0	38,0
LL	43,0	39,0	44,0	43,0				

Limite de Liquidez	42,0 %	IP=LL-LP	7,5
Limite de Plasticidade	34,50 %		
Índice de Plasticidade	7,5 %	Medianamente plástico	
Índice de Consistência	3,14	Duro	IC=LL - H / IP 42 - 18,46 / 7,5 IC=3,14



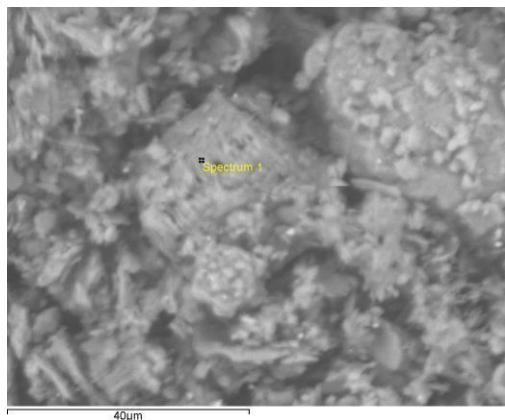
APÊNDICE E – MEV

amarelo

Project New project Spectrum nameSpectrum 1

Electron Image

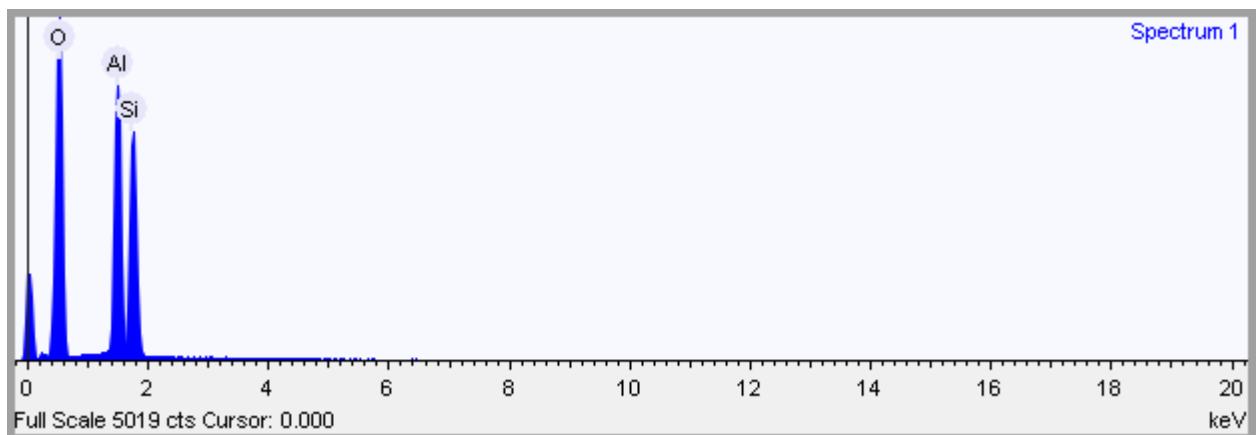
Image Width: 82.4 μm



Acquisition conditions

Acquisition time (s) 30.0 Process time 5

Accelerating voltage (kV) 15.0



Quantification Settings

Quantification method Stoichiometry (normalised)

Combined element Oxygen

Number of anions 22.0

Coating element None

Summary results

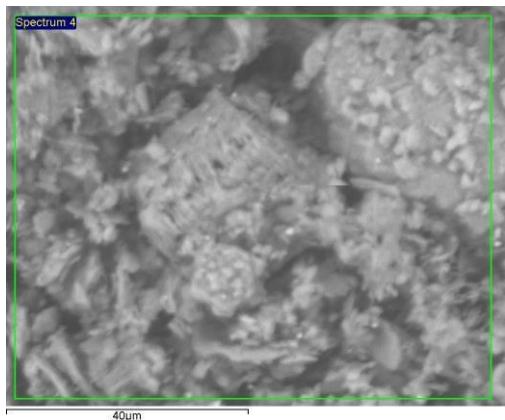
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Fórmula
Aluminum	22.719	0.190	16.994	42.925	Al ₂ O ₃
Silicon	26.679	0.220	19.172	57.075	SiO ₂
Oxygen	50.602	0.240	63.834		

Spectrum details

Project New project Spectrum nameSpectrum 4

Electron Image

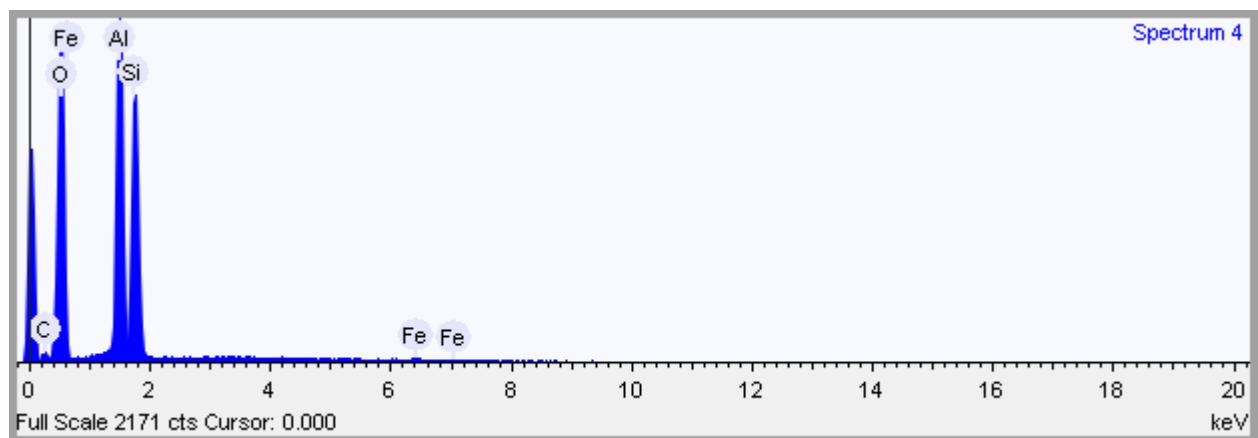
Image Width: 82.4 μm



Acquisition conditions

Acquisition time (s) 30.3 Process time 5

Accelerating voltage (kV) 15.0



Quantification Settings

Quantification method	Stoichiometry (normalised)
Combined element	Oxygen
Number of anions	22.0
Coating element	None

Summary results

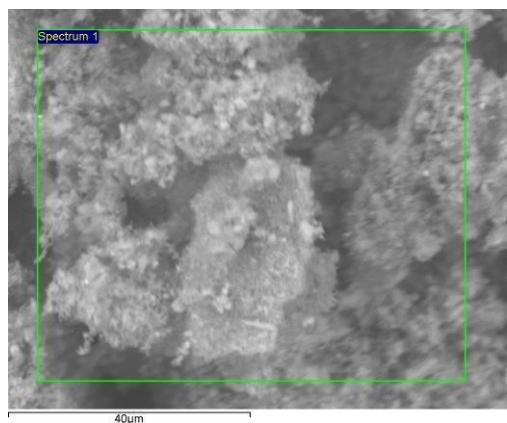
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Fórmula
Carbon	6.634	0.895	10.265	24.306	CO ₂
Aluminum	18.326	0.392	12.623	34.625	Al ₂ O ₃
Silicon	18.671	0.410	12.355	39.942	SiO ₂
Iron	0.876	0.215	0.291	1.127	FeO
Oxygen	55.494	0.913	64.466		

TR

Project New project Spectrum nameSpectrum 1

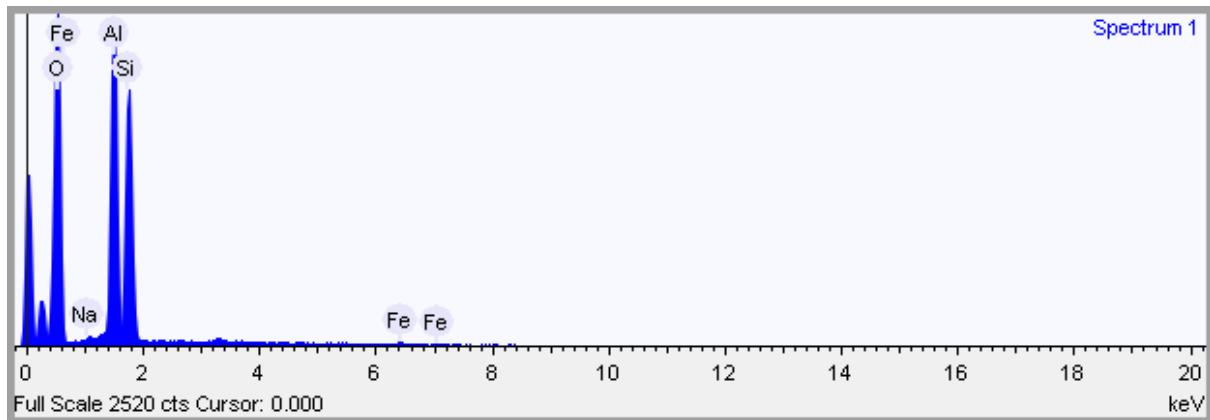
Electron Image

Image Width: 82.4 μm



Acquisition conditions

Acquisition time (s)	30.1	Process time	5
Accelerating voltage (kV)	15.0		



Quantification Settings

Quantification method	Stoichiometry (normalised)
Combined element	Oxygen
Number of anions	22.0
Coating element	None

Summary results

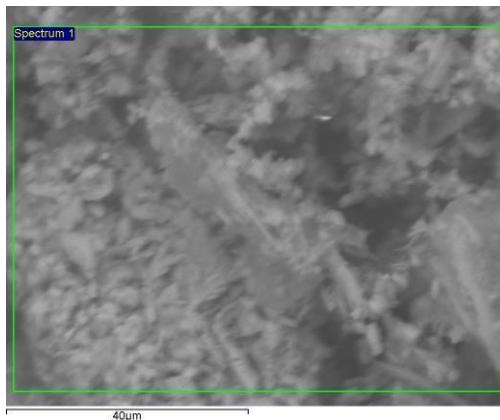
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Fórmula
Sodium	0.333	0.109	0.295	0.449	Na ₂ O
Aluminum	22.709	0.256	17.126	42.908	Al ₂ O ₃
Silicon	25.638	0.295	18.575	54.847	SiO ₂
Iron	1.396	0.249	0.509	1.796	FeO
Oxygen	49.923	0.347	63.495		

Spectrum details

Project New project Spectrum name Spectrum 1

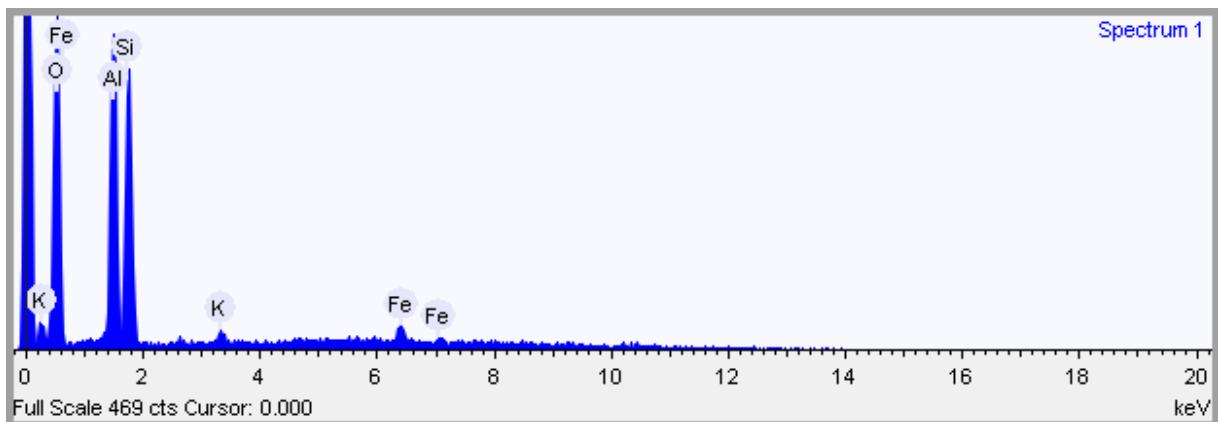
Electron Image

Image Width: 82.4 μm



Acquisition conditions

Acquisition time (s) 29.7 Process time 5
Accelerating voltage (kV) 15.0



Quantification Settings

Quantification method Stoichiometry (normalised)
Combined element Oxygen
Number of anions 22.0
Coating element None

Summary results

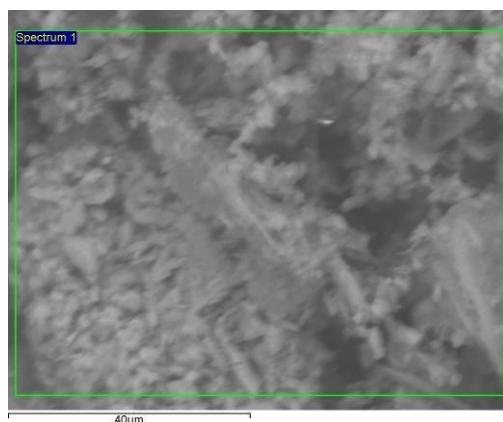
Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Fórmula
Aluminum	20.689	0.579	16.204	39.091	Al ₂ O ₃
Silicon	23.513	0.662	17.692	50.301	SiO ₂
Potassium	1.710	0.295	0.924	2.060	K ₂ O
Iron	6.644	1.027	2.514	8.547	FeO
Oxygen	47.443	0.898	62.666		

QTZ

Project New project Spectrum nameSpectrum 1

Electron Image

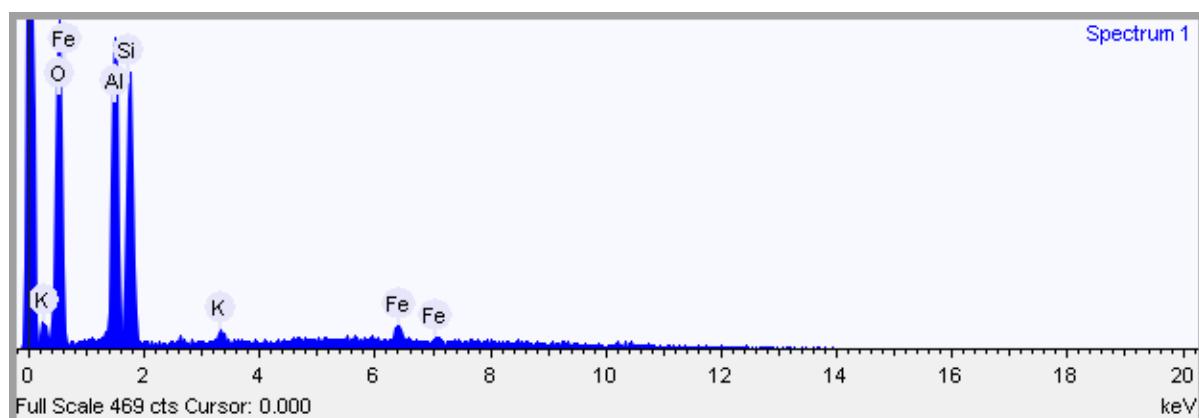
Image Width: 82.4 μm



Acquisition conditions

Acquisition time (s) 29.7 Process time 5

Accelerating voltage (kV) 15.0



Quantification Settings

Quantification method	Stoichiometry (normalised)
Combined element	Oxygen
Number of anions	22.0
Coating element	None

Summary results

Element	Weight %	Weight % σ	Atomic %	Compound %	Fórmula
Aluminum	20.689	0.579	16.204	39.091	Al ₂ O ₃
Silicon	23.513	0.662	17.692	50.301	SiO ₂
Potassium	1.710	0.295	0.924	2.060	K ₂ O
Iron	6.644	1.027	2.514	8.547	FeO
Oxygen	47.443	0.898	62.666		