



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**NATASHA LEAL TEIXEIRA**

**OCORRÊNCIAS DE SULFETOS DE  $\text{Cu}$  NOS ALVOS  
VILLANI E TIMBAÚBA DE CIMA, FAIXA DE  
DOBRAMENTOS DO SERIDÓ (RN-PB): ROCHAS  
HOSPEDEIRAS COM ÊNFASE NOS LITOTIPOS  
RICOS EM QUARTZO E MUSCOVITA**

**GEOCIÊNCIAS**  
U F P A

**BELÉM - PARÁ**

**JANEIRO - 2010**

**NATASHA LEAL TEIXEIRA**

**OCORRÊNCIAS DE SULFETOS DE Cu NOS ALVOS VILLANI E  
TIMBAÚBA DE CIMA, FAIXA DE DOBRAMENTOS DO SERIDÓ (RN-  
PB): ROCHAS HOSPEDEIRAS COM ÊNFASE NOS LITOTIPOS  
RICOS EM QUARTZO E MUSCOVITA**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado à Faculdade de  
Geologia da Universidade  
Federal do Pará – UFPA, em  
cumprimento às exigências para  
a obtenção do grau de Bacharel  
em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo  
Netuno Nobre Villas.

**BELÉM-PA  
2010**

**NATASHA LEAL TEIXEIRA**

**OCORRÊNCIAS DE SULFETOS DE Cu NOS ALVOS VILLANI E  
TIMBAÚBA DE CIMA, FAIXA DE DOBRAMENTOS DO SERIDÓ (RN-  
PB): ROCHAS HOSPEDEIRAS COM ÊNFASE NOS LITOTIPOS  
RICOS EM QUARTZO E MUSCOVITA**

Trabalho de conclusão de curso apresentado à faculdade de geologia da Universidade Federal do Pará – UFPA, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data da aprovação: \_\_\_/\_\_\_/\_\_\_

Conceito \_\_\_\_\_

Banca Examinadora

---

Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas.- Orientador  
Doutor em Metalogênese  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Dr. Joel Buenano Macambira - Membro  
Doutor em Metalogênese  
Universidade Federal do Pará

Aos meus pais Raimundo Matias  
Teixeira (*in memoriam*) e Maria Dória  
Leal Teixeira (*in memoriam*).

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente a DEUS, minha base, nos momentos de alegria e dificuldade, que sem ele esta realização não seria possível.

Em segundo as minhas irmãs Mary e Camila juntamente e minha sobrinha Gabriela que formam minha família, com quem pude aprender a importância dos estudos para minha vida e por acreditarem que seria capaz de alcançar os meus objetivos. Em seguida, com mesmo valor sentimental, a minha madrinha Luciana Sampaio por toda a paciência e fé de que depositou em mim durante estes cinco anos de curso.

A empresa de mineração CARNAVALE RESOURCES, por me proporcionar todo apoio alimentício, logístico assim como a hospedagem durante as viagens para o Alvo Villani e Timbaúba de cima. Não podendo deixar de agradecer a tão eficaz equipe de geologia da mesma como Antônio Castro, Adilson e Paulo Louzão, a todos, minha imensa gratidão.

Aos professores: Netuno Villas (orientador), Joel Macambira, Vânia Barriga, Paulo Gorayeb, Márcio Santos e Paulo José (LAIT) por repassarem com humildade e ética experiências do mundo geológico.

Aos amigos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM): Marcelo Vasquez, Evandro Klein e Lúcia Travassos. Que durante meu estágio, proporcionaram em poucos momentos uma visão da realidade da geologia no mercado de trabalho.

Aos técnicos dos Laboratórios de Geologia Isotópica e Oficina de Laminação Walkíria, Clebson e Joelma além da equipe de técnicos do laboratório da CPRM.

Agradeço de maneira especial ao Rodrigo Lucas por todo apoio e confiança em mim depositada durante estes três anos, por todas as críticas e conselhos em momentos diversos, e por toda alegria que me proporciona estando ao meu lado.

A minha tia Antônia e minhas primas Suzely e Áurea que sempre forma exemplos na minha vida. Assim como aos amigos que me auxiliaram na conclusão deste trabalho e durante as adversidades no curso, Wanderlei Borges, Gleidson, Mavic, François, Rodrigo Fabiano, Jéssica, Juliana, Luciana Pamplona, Marília, Gilvana, Luciana Brelaz e a todos que compartilharam das farras, que não foram poucas, durante esse período.

"É melhor tentar e falhar,  
que preocupar-se e ver a vida passar;  
é melhor tentar, ainda que em vão,  
que sentar-se fazendo nada até o final.  
Eu prefiro na chuva caminhar,  
que em dias tristes em casa me esconder.  
Prefiro ser feliz, embora louco,  
que em conformidade viver ..."

***Martin Luther King***

## RESUMO

As rochas estudadas pertencem aos alvos Villani e Timbaúba de Cima inseridas na Faixa Móvel do Seridó e consistem de rochas metamórficas que abrangem xistos, quartzitos e pseudoquartzitos apresentando relações de contato concordantes submetidos a regimes deformacionais dúctil a rúptil e fraca a moderada atividade hidrotermal. Os alvos estudados pertencem ao Projeto Frei Martinho da empresa Carnavalle, situado na divisa dos estados Rio Grande do Norte e Paraíba a aproximadamente 200 km a SW da cidade de Natal-RN. As rochas hospedeiras da mineralização experimentaram metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto. Para os xistos os prováveis protólitos foram rochas pelíticas, algumas com cimento carbonático, e grauvacas. Os quartzitos do alvo Timbaúba de Cima teriam sido derivados de arenitos impuros, enquanto aos pseudoquartzitos do alvo Villani foi atribuída derivação a partir de zona de alteração fílica desenvolvida em granitóide que foi alojado na sequência sedimentar Seridó. Cloritização, sericitização e, em menor escala, carbonatação foram os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram essas rochas, a primeira bem mais comum nos xistos. A mineralização é pós-metamorfismo regional e marcada por disseminações de calcopirita, pirita, hematita, magnetita, bornita, calcocita e esfalerita.

**Palavras-chaves:** Alteração fílica. Fácies anfibolito. Mineralização cuprífera. Seridó (RN-PB).

## ABSTRACT

The focus of the present work is the mineralized rocks that occur in the Villani and Timbauba de Cima exploration targets defined by the Carnavalle mining company within the neoproterozoic Seridó Fold Belt (Boroborema Province), at the border of the Rio Grande do Norte and Paraíba states. The Seridó metamorphic sequence consists of schists and muscovite- and quartz-rich rocks which have been subjected to brittle ductile deformation and also to weak to moderate hydrothermal alteration. These rocks have been metamorphosed under the amphibolites facies conditions reaching the sillimanite line. The protoliths of the schists were most likely sedimentary rocks of pelitic and graywacke nature. The muscovite- and quartz-rich rocks have been interpreted as true quartzites (Timbauba de Cima target) and pseudo-quartzites (Villani target), the latter derived from a previous phyllic alteration zone developed on a granitic body intrusive into the Seridó sequence. Chloritization, sericitization and subordinate carbonation were the main types of hydrothermal alteration induced by fluids probably exsolved from granitic systems. Shear zones could have been important pathways to the migration of these fluids. The mineralization, apparently post-metamorphism, produced disseminated oxides and sulfides. Chalcopyrite, pyrite, hematite, magnetite, bornite, sphalerite and chalcocite are the main ore minerals.

**Keywords:** Phyllic alteration. Amphibolite facies. Cu mineralization. Seridó (RN-PB).

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1</b>	Mapa de localização e acesso aos alvos villani e timbaúba de cima	13
<b>Tabela 1</b>	Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético FRANTZ na separação dos minerais pesados	17
<b>Figura 2</b>	Localização da Faixa Seridó no contexto da Província Borborema (Extraído de JARDIM DE SÁ, 1994)	19
<b>Tabela 2</b>	COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ (Modificada de Van Schmus, 2003),	21
<b>Figura 3</b>	Mapa Geológico do Projeto Frei Martinho e circunvizinhanças. (CPRM 2006)	31
<b>Figura 4</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de granada-biotita xisto (FMD-18/72)	33
<b>Figura 5</b>	Fotomicrografias da amostra F18/72 de granada--biotita xisto A- Textura granoblástica com palhetas de biotita (Bt) orientadas. B- Cristais de quartzo (Qz) com contatos poligonais. C- Cristais anédricos de biotita (Bt) exibindo contato reto com os grãos de quartzo (Qz). D- Porfiroblasto de granada truncando a foliação	33
<b>Figura 6</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de granada-sillimanita-biotita xisto (FMD-21/55) com destaque para as bandas de biotita (Bt) que marcam a foliação da rocha e para porfiroblastos de granada (Gr)	35
<b>Figura 7</b>	Fotomicrografias da amostra F21/55 de granada-sillimanita-biotita xisto A- Textura granoblástica com marcante orientação dos cristais de quartzo (NC). B- quartzo com formação de subgrãos (NC). C- Biotita (Bt) exibindo truncamento entre elas (NC). D- Silimanita (Sm) e granada (NC) truncando a foliação	35
<b>Figura 8</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de turmalina-biotita xisto (FMD-19/60) cortado por vênula discordante de quartzo com pirita	37
<b>Figura 9</b>	Fotomicrografias de amostras de turmalina-biotita xisto. A-Textura granoblástica. B- Bolsão e microvênula de carbonato (Cb), que substituem cristal de plagioclásio (Pg). C- Microdobra marcada pela disposição de palhetas de biotita (Bt) que estão substituídas por clorita. D- Palhetas de biotita (Bt) alteradas para clorita.. E- Observa-se plagioclásio quase totalmente sericitizado e cloritas de alteração da biotita. F- Agregado de turmalina anédrico sem orientação	37
<b>Figura 10</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de hornblenda-biotita xisto (FMD-19/48) moderadamente foliado	38
<b>Figura 11</b>	Fotomicrografias de amostras de hornblenda-biotita xisto. A-Textura granoblástica (NC). B- Biotitas exibindo truncamento entre elas. (LN). C- Cristal de hornblenda truncando a foliação. (NC)	39
<b>Figura 12</b>	Fotos de testemunhos de furo de sondagem (FMD-19/122 e FMD-19/198) de rochas descritas como pseudo-quartzitos	40
<b>Figura 13</b>	Fotomicrografia de amostras de rochas ricas em quartzo e muscovita. A- Textura granoblástica representativa dessas rochas (NC). B-Cristal reliquiar de microclina (Mc), exibindo leve sericitização (NC). C-Intensa sericitização possivelmente de feldspatos (NC).	41
<b>Figura 14</b>	Fotomicrografia de amostras de rochas A- textura nematoblástica. B-Quartzo exibindo formação de subgrãos.	42
<b>Figura 15</b>	Difratograma de raios-X obtido para a amostra FMD-18/95,3.	43
<b>Figura 16</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de muscovita quartzito (FMD-18/142) com foliação bem desenvolvida.	44
<b>Figura 17</b>	Fotomicrografias de muscovita quartzito. A- aspecto brechóide. B- Clorita disposta aleatoriamente entre os grãos de quartzo (NC).	44
<b>Figura 18</b>	Foto de testemunho de furo de sondagem de veio granítico (FMD- 20/52) hospedado em biotita xisto. Observar lamelas de hematita (Hm) no veio.	46

<b>Figura 19</b>	Fotomicrografias de amostra do veio granítico A- textura granular hipidiomórfica.B- Alteração do plagioclásio para carbonato	46
<b>Figura 20</b>	Fotomicrografias (NP) de minerais de minério nos xistos. A- Cristal anédrico de calcopirita (Cpy) com fraturas irregulares. B- Textura de exsolução de calcopirita (Cpy) em bornita (Bn). Observar calcopirita mais tardia cortando as lamelas. C- Quartzo (Qz) substituído parcialmente por cristais anédricos de pirita (Py) D- Cristal de calcopirita (Cpy) bordejado localmente por pirita (Py). E- Intercrescimento mirmequítico entre bornita (Bn) e calcocita (Cc) F- Detalhe da textura mirmequítica da figura anterior. G- Cristais de magnetita (Mag) e de sillimanita (Sill) intimamente associados. H- Cristal subédrico de hematita (Hm) apresentando lamelas de magnetita (Mag) em contato de equilíbrio com quartzo (Qz). I- Cristal de hematita (Hm) com maclamento polissintético incluso em quartzo (Qz). J- Ilhotas de quartzo (Qz) dentro de cristal anédrico de esfalerita (Esf), indicando a substituição do silicato pelo sulfeto.	47/48
<b>Figura 21</b>	Fotomicrografias (NP) de minerais de minério em rochas ricas em quartzo e muscovita. A- Cristais tabulares de hematita (Hm) em fraturas de quartzo (Qz). B- Cristal alongado de pirita (Py) contido em quartzo (Qz) e incipientemente substituído na borda por calcopirita (Cpy) C- Cristais anédricos de pirita (Py) e calcopirita (Cpy) em aparente substituição ao quartzo (Qz)	49
<b>Figura 22</b>	Fotografia de cristais de zircão extraídos de amostras de turmalina-muscovita quartzito (FMD 18/95,3)	50
<b>Figura 23</b>	Diagrama pressão x temperatura das principais fácies metamórficas. Fonte: Yardley (2002).	52
<b>Figura 24</b>	Campos de P e T definindo as fácies de vários tipos de metamorfismo. Em destaque no retângulo pontilhado vermelho o plagioclásio (pl) e a hornblenda (ho). Modificado de Turner (1968) <i>in</i> Winkler (1977).	52
<b>Figura 25</b>	Diagrama pressão x temperatura em que estão representados os campos de estabilidade dos polimorfos $Al_2SiO_5$ , e curvas de decomposição da muscovita em protólitos pelíticos. P=PH <sub>2</sub> O. [Segundo Carmichael (1978) <i>in</i> Yardley <i>et al.</i> (2004)]. QZ= quartzo; MS=muscovita; EST=estaurolita; BIO=biotita; GD=granada; KF= K-feldspato; ALS= aluminossilicato; CIA=cianita; AND=andaluzita; SIL=sillimanita.	53

## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b>	12
1.1	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	12
1.2	<b>PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA</b>	14
1.3	OBJETIVOS	15
1.3.1	<b>Objetivos específicos</b>	15
1.4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	16
2	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b>	18
2.1	LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ	18
2.1.1	<b>Embasamento</b>	18
2.1.1.1	Maciço São José de Campestre	18
2.1.1.2	Complexo Rio das Piranhas (Complexo Caicó)	18
2.1.2	<b>Rochas supracrustais</b>	20
2.1.2.1	Grupo Seridó	20
2.1.3	<b>Plútons Graníticos Brasileiro</b>	22
2.2	EVOLUÇÃO DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ	22
2.3	PRINCIPAIS ÁREAS MINERALIZADAS	24
3	<b>PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADOS À GRANITOIDES</b>	25
4	<b>CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE MINERAIS PESADOS</b>	28
4.1	SUÍTE DE MINERAIS PESADOS EM ROCHAS DETRÍTICAS	29
5	<b>GEOLOGIA DA ÁREA DO PROJETO FREI MARTINHO</b>	30
6	<b>APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS</b>	32
6.1	PETROGRAFIA DAS ROCHAS ESTUDADAS	32

6.1.1	<b>Xistos</b>	<b>32</b>
6.1.1.1	Granada biotita xisto (F18/72m / Alvo Timbaúba de Cima)	<b>32</b>
6.1.1.2	Granada-Sillimanita-Biotita Xisto (F21/55m /Alvo Villani)	<b>34</b>
6.1.1.3	Turmalina-Biotita Xisto (F19/60m / Alvo Villani)	<b>36</b>
6.1.1.4	Hornblenda-Biotita Xisto (F19/48m /Alvo Villani)	<b>38</b>
6.1.2	<b>Rochas ricas em quartzo e muscovita</b>	<b>39</b>
6.1.2.1	Pseudo-quartzito (F19/122m, F19/198m e F19/89m / Alvo Villani)	<b>39</b>
6.1.1.2	QUARTZITOS	<b>41</b>
6.1.3	<b>Veio Granítico (F20/52m/ Alvo Villani)</b>	<b>44</b>
7	<b>MINEROGRAFIA</b>	<b>46</b>
7.1	XISTOS	<b>46</b>
7.2.1	<b>Xistos</b>	<b>46</b>
7.2	ROCHAS RICAS EM QUARTZO E MUSCOVITA	<b>48</b>
8	<b>OS MINERAIS PESADOS DAS ROCHAS RICAS EM QUARTZO E MUSCOVITA</b>	<b>50</b>
9	<b>INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES</b>	<b>51</b>
10	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>56</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>57</b>

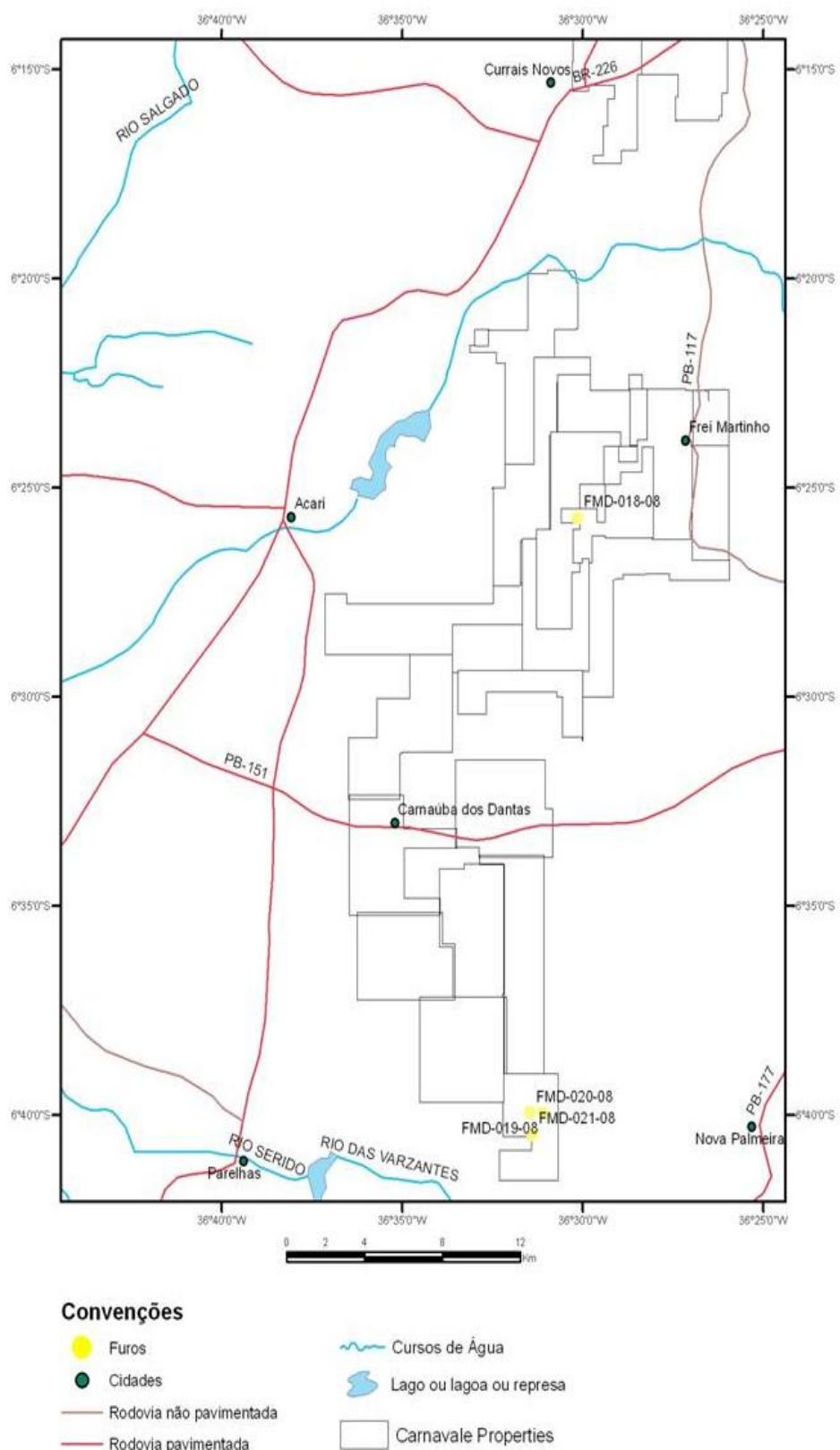
## 1 INTRODUÇÃO

O projeto Frei Martinho, selecionado para exploração de Cu-Mo, está situado na divisa dos estados Rio Grande do Norte e Paraíba a aproximadamente 200 km a SW da cidade de Natal-RN, no contexto geológico da Faixa Móvel do Seridó (FMS). Na área deste projeto, de responsabilidade da empresa de mineração Carnavale Resources, foram identificadas zonas mineralizadas com Mo e Cu e definidos os alvos Timbaúba de Cima, Timbaúba do Meio, Morro do Capim, Bastos, Cobra e Villani, cujo aporte dos metais estaria provavelmente relacionado a fluidos hidrotermais oriundos da cristalização de *stocks* graníticos.

O alvo Villani, em particular, apresenta características geológicas apropriadas ao desenvolvimento de trabalhos de cunho metalogenético, haja vista a grande potencialidade para geração de depósitos hidrotermais. Contando com a chancela da empresa Carnavale que, além do apoio logístico no campo, cedeu testemunhos de furos de sondagem e mapas, foi possível conduzir a presente pesquisa na tentativa de desvendar a natureza das rochas ricas em quartzo e muscovita, hoje metamorfisadas, às quais as ocorrências de sulfetos de Cu e Mo se associam. Trata-se de verdadeiros quartzitos ou teriam sido resultado do metamorfismo de zona de alteração hidrotermal fílica? Dependendo da resposta, diferentes estratégias de exploração certamente passariam a ser usadas, o que já seria razão suficiente para justificar este trabalho.

### 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O acesso à área pode ser feito partindo-se da cidade Currais Novos pela rodovia BR-226 e daí por estrada vicinal, até o Alvo Villani, que se localiza a meio caminho entre as cidades de Parelhas (RN) e Nova Palmeira (PB) (Fig 1).



**Figura 1-** Mapa de localização e acesso aos Alvos Villani e Timbaúba de Cima.

## 1.2-PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Alteração hidrotermal e mineralização são processos interdependentes, de tal modo que rochas hidrotermalizadas costumam ser excelentes guias para a prospecção de depósitos minerais epigenéticos. Em muitos sistemas hidrotermais, é comum o desenvolvimento de associações minerais dominadas por quartzo e mica branca (muscovita, fengita ou paragonita, etc), que constituem a chamada zona fílica ou quartzo-sericítica (Meyer & Hemley 1967; Rose & Burt 1979), bem típica de depósitos porfíricos de Cu-Mo (Lowell & Guilbert (1970) e greisens (Stemprok 1987).

Na área de abrangência do projeto Frei Martinho, a molibdenita ocorre como disseminações em dois contextos distintos: 1) hospedada em biotita xistos e em rochas de natureza calciossilicática imediatamente adjacente à zona de alteração quartzo-sericítica; e 2) associada a Cu, Au, Ag, Bi e W e hospedada em escarnito, biotita xisto e em zona de alteração fílica em posição correspondente à cúpula de um granito não aflorante, mas indicado pelo seu halo de alteração potássica. O segundo contexto é característico dos alvos Bastos, Cobra e Villani, nos quais amostras isoladas revelaram valores altamente anômalos de Cu associados a Mo e outros metais.

Dados obtidos em trabalhos de campo, levantamentos aero-radiométricos e furos de sondagem têm permitido interpretar os chamados muscovita quartzitos da Formação Equador (Grupo Seridó) como sendo, de fato, uma zona de alteração quartzo-sericítica relacionada a intrusões graníticas alojadas em profundidade. No Alvo Villani, além desta zona, anomalias de Cu também estão presentes no contato com os biotita xistos e no interior de alguns grandes corpos de pegmatito relacionados a evento magmático prévio. Ocorrência de malaquita é comum, e segundo antigos garimpeiros que extraíam ouro da região, este mineral de Cu foi localmente muito abundante. Os primeiros furos de sondagem no Alvo Villani foram executados em uma área de 1,5 km x 500m, onde processos supergênicos produziram malaquita certamente a partir de sulfetos primários de Cu na subsuperfície.

As características geológicas do Alvo Villani são bastante propícias ao desenvolvimento de trabalhos de cunho metalogenético e, na fase exploratória em que se encontra, a trabalhos de iniciação científica e de conclusão de curso. Some-

se a isso, a abertura dada pela empresa Carnavale Resources, que não só permitiu o acesso de equipe do IG-UFPA ao Alvo, mas também se comprometeu a oferecer o apoio logístico necessário a este empreendimento acadêmico.

### 1.3 OBJETIVOS

O presente plano buscou definir critérios que pudessem levar à identificação dos possíveis protólitos dos chamados muscovita quartzitos que ocorrem na área do Alvo Villani, confrontando-se arenitos e zona de alteração fílica. A ênfase do estudo foi a caracterização petrográfica (feições texturais e microestruturais) e mineralógica (em especial, minerais pesados) dessas rochas, bem como na identificação e descrição do modo de ocorrência dos minerais de minério.

#### 1.3.1 **Objetivos específicos**

- a) Compreensão do conceito de alteração hidrotermal e, em particular, familiarização com as características e processos que levam à formação da zona fílica ou quartzo-sericítica em depósitos minerais;
- b) Caracterização petrográfica e mineralógica das rochas que vêm sendo descritas como muscovita quartzitos e que se acham mineralizadas com Mo-Cu na área do Alvo Villani;
- c) Estudo da fração de minerais pesados e levantamento de dados que levassem à distinção de grãos de origem detrítica dos de origem hidrotermal;
- d) Identificação dos minerais de minério e descrição de suas relações com a rocha hospedeira, reconhecendo feições que permitissem avaliar a atuação de processos de substituição ou de preenchimento; e
- e) Avaliação de possíveis evidências que pudessem relacionar a formação das rochas ricas em quartzo e muscovita à intrusão de corpos graníticos registrados nas circunvizinhanças do Alvo.

## 1.4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para alcançar os objetivos propostos foram adotados os seguintes procedimentos metodológicos:

**-Pesquisa bibliográfica:** durante todas as etapas deste trabalho foram realizados levantamento de dados sobre a faixa móvel do Seridó, a província tungstenífera do Seridó, minerais pesados, alteração hidrotermal e mineralizações associadas.

**-Trabalhos de Campo:** foi realizada uma campanha de campo ao Alvo Villani e Timbaúba com duração de sete dias no período de 13/10 a 19/10 de 2007, para reconhecimento geológico, descrição de testemunhos de quatro furos de sondagem e coleta de amostras. As amostras cedidas pela empresa de mineração constam de testemunhos de quatro furos de sondagem não contínuos, três do alvo Villani (FMD-19, 20 e 21) e um do alvo Timbaúba de Cima (FMD-18).

### **-Trabalhos de Laboratório:**

- a) Análise Petrográfica: foram confeccionadas 10 lâminas delgadas polidas para análise petrográfica, em luz transmitida e refletida, de amostras de rochas hospedeiras e mineralizadas, no Laboratório de Metalogênese do Instituto de Geociências da UFPA, utilizando-se um microscópio petrográfico Zeiss Axioplan, além da determinação da seqüência paragenética para a formação do minério.
- b) Difração de Raios-X: esta técnica foi utilizada como ferramenta complementar na identificação mineralógica de alguns minerais que não foram bem definidos em microscópio óptico convencional. Uma amostra de rocha foi previamente pulverizada e, em seguida, analisada em um difratômetro de raios-X marca PANalytical, modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), com goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu (K $\alpha$ 1 1,540598<sup>Å</sup>), modelo PW 3373/00, foco fino longo, 2200W, 60Kv. O detector utilizado foi do tipo RTMS, X' Celerator. Os registros

foram realizados no intervalo de 5 a 75° (2 $\theta$ ). A aquisição de dados foi feita com o *software* X'Pert Data Collector, versão 2.1ª, também da PANalytical do laboratório de raios-X do Instituto de Geociências da UFPa.

- c) Separação de Minerais Pesados: foram pulverizadas quatro amostras ricas em quartzo e muscovita, três do alvo Villani e uma do alvo Timbaúba de Cima, com auxílio de um triturador de mandíbulas, para redução da granulometria, e posteriormente peneiradas, utilizando-se peneiras de frações de 250 e 75  $\mu\text{m}$ . As frações que ficaram retidas na peneira de 75  $\mu\text{m}$  foram colocadas em bromofórmio para separação da fração de minerais pesados. A identificação destes minerais foi feita em lupa binocular. A fração >75  $\mu\text{m}$  foi levada a um separador magnético FRANTZ para separar os minerais magnéticos dos paramagnéticos, sob as condições indicadas na Tabela 1.

**-Tratamento e interpretação dos dados**

**-Redação da monografia**

**Tabela 1-** Ajustes dos parâmetros utilizados no separador magnético FRANTZ na separação dos minerais pesados.

<b>CORRENTE (A)</b>	<b>INCLINAÇÃO LONGITUDINAL</b>	<b>INCLINAÇÃO LATERAL</b>
0,5	25°	20°
1,0	25°	20°
1,5	25°	20°
1,5	25°	15°
1,5	25°	10°

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Móvel do Seridó (FMS) está localizada na porção NE da Província Borborema (ALMEIDA et. al.1977), situada no domínio geotectônico Rio Grande do Norte (DRGN), e abrange os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, região nordeste do Brasil (Brito Neves et. al. 2000), ocupando uma área de cerca de 450.000 km<sup>2</sup>. É limitada ao sul pelo lineamento Patos, a oeste pela zona de cisalhamento Portalegre (NE-SW) e ao norte pela bacia Potiguar (Fig. 2).

O embasamento, na porção a oeste, é constituído pelo Maciço Rio Piranhas que é parte integrante do Complexo Caicó (BRITO NEVES,1975); na parte leste, afloram rochas do maciço São José Campestre (BRITO NEVES 1975, 1983). As rochas supracrustais estão enfeixadas no Grupo Seridó, sendo cortadas por batólitos e intrusões menores de natureza granítica e idade brasileira.

### 2.1 LITOESTRATIGRAFIA DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ

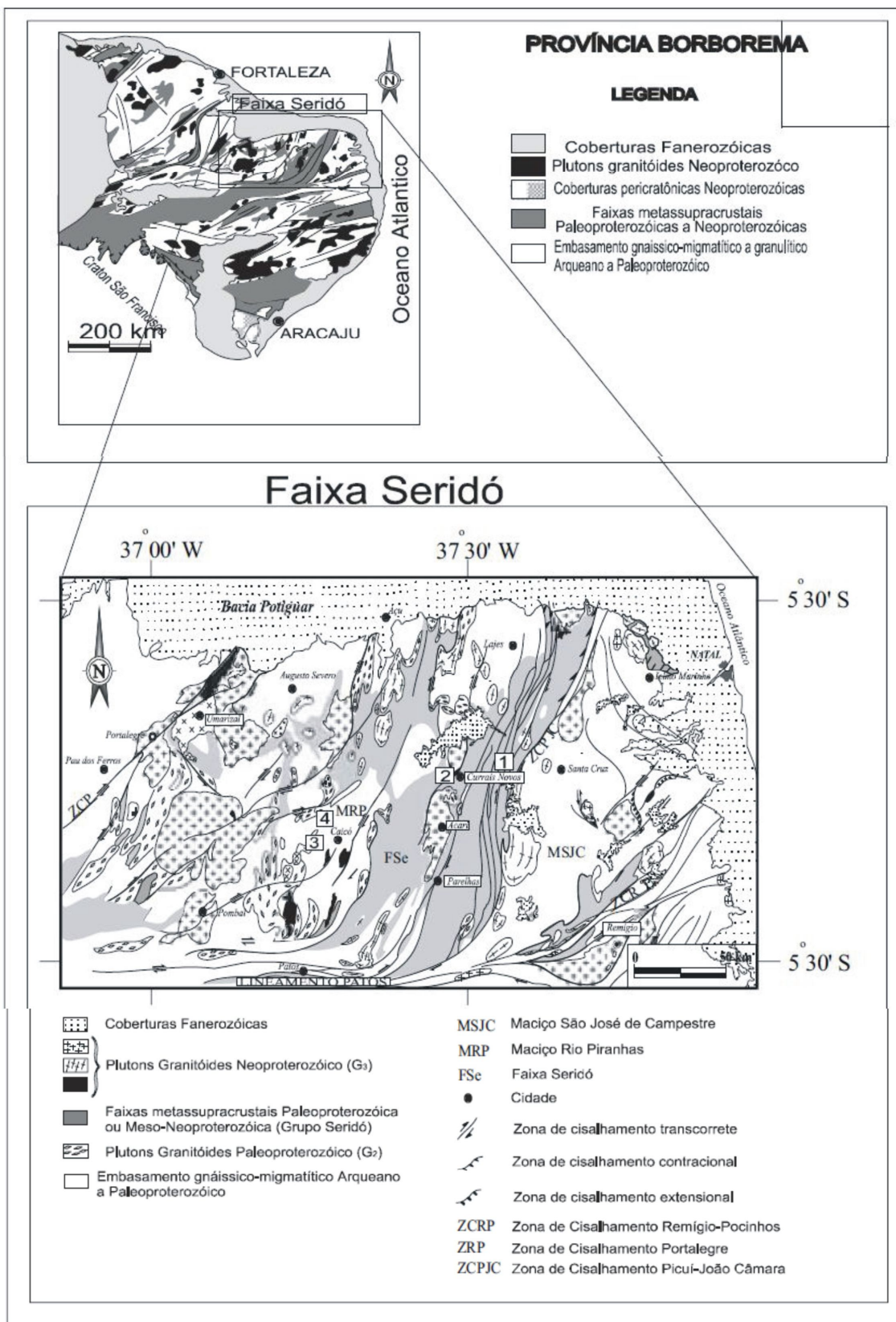
#### 2.1.1 Embasamento

##### 2.1.1.1 Maciço São José de Campestre

Barbosa e Braga 1974, apud Trindade 2000, definiram esta unidade, a qual é composta de gnaisses e migmatitos indiferenciados, de provável idade arqueana a paleoproterozóica, e cortados por granitos brasileiros. Idades superiores a 3,5 Ga foram obtidas a leste da área de exposição do embasamento (DANTAS et. al. 2004).

##### 2.1.1.2 Complexo Rio das Piranhas (Complexo Caicó)

É constituído por rochas metaplutônicas e metavulcanossedimentares, e com base no método U-Pb em monocristais de zircão obtidos de gnaisses foi determinada a idade de 2,15 Ga, o que permitiu vinculá-los ao ciclo Transamazônico (HASPACKE et al, 1990).



**Figura 2** – Localização da Faixa Seridó no contexto da Província Borborema (Extraído de JARDIM DE SÁ, 1994)

## 2.1.2 Rochas supracrustais

### 2.1.2.1 Grupo Seridó

O Grupo Seridó é composto, da base para o topo, pelas formações Jucurutu, Equador e Seridó (JARDIM de SÁ; SALIM, 1980). Estas formações fazem parte de um mesmo megaciclo de sedimentação, sem discordâncias regionais intervenientes.

O reconhecimento das relações estratigráficas internas do Grupo Seridó, e deste com o embasamento, são em parte dificultadas pela deformação e metamorfismo superimpostos.

#### a) Formação Jucurutu

É constituída de paragnaisses quartzo-feldspáticos com pouca mica, em que estão intercalados anfibolitos, mármore, quartzitos, micaxistos, rochas calciossilicáticas e metavulcânicas, formações ferríferas e metaconglomerados.

#### b) Formação Equador

Consiste de muscovita quartzitos com variação faciológica para muscovita-quartzito xistos. Localmente ocorrem quartzitos feldspáticos com bastante muscovita, quartzitos ferríferos, paragnaisses e intercalações de metaconglomerados.

#### c) Formação Seridó

É constituída por micaxistos diversos com intercalações locais de faixas enriquecidas em andaluzita, sillimanita e menos comumente cianita. É comum a presença de cordierita e, localmente, estauroлита associada aos aluminossilicatos. Os micaxistos também exibem intercalações subordinadas e localizadas de quartzitos, mármore, rochas metavulcânicas e calciossilicáticas, bem como metaconglomerados.

Para Jardim de Sá (1984, 1994) e Jardim de Sá et. al. (1987), entre outros, o Grupo Seridó experimentou três principais fases de deformação, as duas primeiras de idade transamazônica. A mais antiga teria sido responsável pelo bandamento

composicional em fácies xisto verde; a segunda, gerada em um regime contraccional, estaria representada pelos empurrões e dobramentos recumbentes e/ou isoclinais inclinados e transporte de massa para NW; e a terceira teria promovido a verticalização dos estratos, a formação de dobras abertas, localmente isoclinais, e a foliação NNE-SSW, associadas a uma cinemática transcorrente de idade brasileira, com zonas de cisalhamento, ora destrais, ora sinistrais, com direção NE-SW.

O metamorfismo varia de fácies xisto verde até anfibolito alto, localmente atingindo a fácies granulito. Van Schmus et al. (2003), baseados em datações U-Pb SHRIMP em zircão detrítico das formações Jucurutu e Seridó, admitem a possibilidade de que todo o Grupo Seridó seja mais jovem que 650 Ma.

**Tabela 2-** COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ (Modificada de Van Schmus, 2003),

ÈON	ERA	PERÍODO	IDADE (MA)	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA		DESCRIÇÃO
PROTEROZOÍCO	NEOPROTEROZOÍCO	EDIACARANO	555±5	PLÚTONS BRASILIANOS	MACIÇO GRANÍTICO ACARI	Fácies máfica a intermediária caracterizada por hornblenda dioritos e tonalitos, fácies porfíricas ricas em biotita e hornblenda com freqüentes enclaves máficos onde pode ser destacada a fácies porfírica “Dente de Cavalo” de composição monzogranítica com variações para quartzo monzonito e sienogranito. O último é a fácies biotita leucogranitos que variam de monzogranito a sienogranito equigranular com variações microporfírica.
			610	GRUPO SERIDÓ	FORMAÇÃO SERIDÓ	É constituída por micaxistos diversos com intercalações locais de faixas enriquecidas em andaluzita, sillimanita e menos comumente cianita. É comum a presença de cordierita e, localmente, estaurólita associada aos aluminossilicatos. Os micaxistos também exibem intercalações subordinadas e localizadas de quartzitos, mármore, rochas metavulcânicas e calciossilicáticas, bem como metaconglomerados.
			650		FORMAÇÃO EQUADOR	Consiste de muscovita quartzitos com variação faciológica para muscovita-quartzo xistos. Localmente ocorrem quartzitos feldspáticos com bastante muscovita, quartzitos ferríferos, paragnaises e intercalações de metaconglomerados.
					FORMAÇÃO JUCURUTU	É constituída de paragnaises quartzo-feldspáticos com pouca mica, em que estão intercalados anfibolitos, mármore, quartzitos, micaxistos, rochas calciossilicáticas e metavulcânicas, formações ferríferas e metaconglomerados.
	PALEOPROTEROZOÍCO	RIACIANO	2000  3400	COMPLEXO CAICÓ  Maciço São José Campestre		O embasamento, na porção a oeste, é constituído pelo Maciço Rio Piranhas que é parte integrante do Complexo Caicó; na parte leste, afloram rochas do maciço São José Campestre. As rochas supracrustais estão enfeixadas no Grupo Seridó, sendo cortadas por batólitos e intrusões menores de natureza granítica e idade brasileira.

### 2.1.3 Plútons Graníticos Brasileiros

As rochas ígneas graníticas encontradas na FMS estão relacionadas a zonas de cisalhamento brasileiras e apresentam caráter pré, sin e pós-tectônico.

O maciço granítico de Acari, pertencente à Suíte Itaporanga, é um exemplo da granitogênese brasileira. Encontra-se alojado na porção central desta faixa, nas rochas metassedimentares do Grupo Seridó como um corpo diapírico. Três pulsos magmáticos distintos foram responsáveis pela sua formação (SOUZA, 1991). O primeiro envolveu magmas de composição máfica a intermediária que ascenderam através de zonas de cisalhamento profundas e cristalizaram hornblenditos, dioritos e tonalitos. A ascensão desses magmas teria causado anatexia crustal, gerando granitos porfiríticos ricos em biotita e hornblenda com enclaves máficos, granitos estes que representariam o segundo pulso, sendo de composição predominantemente monzogranítica. Sobressaem os fenocristais de microclina, alguns tendo desenvolvido textura *rapakivi*. O último pulso é representado por biotita leucogranitos equigranulares, com variedades microporfiríticas e composição monzogranítica a sienogranítica.

A idade do corpo Acari, obtida por meio do método U-Pb em cristais de zircão, é de  $555 \pm 5$  Ma (LEGRAND et. al. 1991). A colocação deste corpo granítico provocou a geração de auréolas de metamorfismo de contato sobre as rochas encaixantes, principalmente nas proximidades da borda oeste, e teria sido o responsável pelas mineralizações de W e Mo em rochas de natureza calciossilicática.

## 2.2 EVOLUÇÃO DA FAIXA MÓVEL DO SERIDÓ

Segundo Jardim de Sá (1994), a evolução da Faixa Móvel do Seridó se deu em três eventos tectonomagmáticos, que receberam notação Fi/Mi, com F representando dobramentos, M metamorfismo e i o número de ordem do evento. F1/M1, de caráter deformativo, deu origem a um bandamento milimétrico a centimétrico (S1) discernível da foliação S2 apenas nas regiões de charneiras de dobras F2 sendo referida como uma composição S1+S2 encontrada no Complexo Caicó.

A associação de plagioclásio e hornblenda ( $An > 17\%$ ) verificada em gnaisses define condições de fácies anfibolito. F2/M2 foi gerado por deformação tangencial responsável pelo desenvolvimento da foliação S2, tendo sido o primeiro evento deformativo nas rochas supracrustais da Faixa Seridó. F2 é caracterizado por dobras isoclinais recumbentes com eixo NE-SW sub-horizontais e pelo desenvolvimento de bandamento milimétrico, enquanto o metamorfismo M2 variou de fácies xisto verde até fácies anfibolito, localmente atingindo condições de pressão e temperatura que permitiram anatexia.

F3/M3 está relacionado às estruturas com direções principais NE-SW e NNE-SSW. As dobras F3 mostram variações de estilo (JARDIM DE SÁ, 1984). Em áreas de mais baixo grau metamórfico, elas são fechadas, normais ou inclinadas, enquanto que nas de fácies xisto verde alto a anfibolito mostram-se apertadas a isoclinais, invertidas e localmente recumbentes. O metamorfismo M3 foi predominantemente de fácies xisto verde, porém Jardim de Sá (1984, 1994), Fonseca et. al. (1991) e outros autores constataram a ocorrência separada de andaluzita, cordierita e/ou sillimanita em associações sin a tardi-F3, o que permitiu estender as condições até a fácies anfibolito, de baixa pressão.

A evolução tectono-metamórfica da FMS é grandemente dominada pela orogenia do ciclo Brasileiro (600 Ma), que afetou todas as unidades geológicas e promoveu fusão parcial (migmatitos) e instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo (ARCHANJO; BOUCHEZ, 1991; BRITO NEVES et al. 2001; CABY, 1989; CABY et al. 1991; JARDIM DE SÁ, 1994).

Durante este ciclo, tiveram lugar diversos eventos plutônicos de natureza granítica com diferenças que muito provavelmente refletem heterogeneidade crustal. As intrusões têm sido diferentemente agrupadas de acordo com critérios petrogenéticos, tectônicos e cronológicos (FERREIRA et al. 1998; GUIMARÃES et al. 1998).

Santos e Medeiros (1998), por exemplo, propuseram três supersuítas com idades U-Pb entre 610 e 555 Ma (JARDIM DE SÁ, op.cit.):

- I - Suíte crustal e híbrida: resultante do primeiro evento magmático e relacionada a regime tectônico contracional (ARCHANJO et. al. 1994; JARDIM DE SÁ, 1994);
- II - Suíte derivada do manto enriquecido: trata-se de intrusões sin e tardi cinemáticas relacionadas a descontinuidades crustais; e

III - Suíte híbrida: correspondente a intrusões graníticas e diques pós-colisionais.

Uma suíte independente é ainda registrada na FMS e representada por corpos graníticos e leucograníticos colisionais, que evoluíram a subtipos especializados em W e produziram veios pegmatíticos enriquecidos em Be, Li, Ta-Nb e Sn (JARDIM DE SÁ, 1994).

## 2.3 PRINCIPAIS ÁREAS MINERALIZADAS

A Faixa Móvel do Seridó é, sem dúvida, de grande importância metalogenética, pois nela foram gerados ambientes favoráveis à formação de depósitos minerais, notadamente onde as seqüências supracrustais foram cortadas por intrusões graníticas ou atravessadas por zonas de cisalhamento.

A Província Scheelitífera do Seridó, conhecida pelas mineralizações de tungstênio, registra as maiores concentrações deste metal no Brasil. O distrito mais famoso é o de Currais Novos, o qual inclui as quatro principais minas da província scheelitífera: Brejuí, Barra Verde, Boca de Laje e Zangarelhas. Segundo Beurlen (1995), o principal jazimento de scheelita está relacionado ao tipo *stratabound* e hospedado em escarnitos no contato entre gnaisses e mármore, ou em anfibolitos da Formação Jucurutu. A mineralização de scheelita com molibdenita, bismutinina e calcopirita como subprodutos foi controlada por falhas de direção NE-SW e gerada por fluidos hidrotermais associados a intrusões graníticas. As reservas totais foram avaliadas em  $11 \times 10^6$  t de  $WO_3$  com teor médio de 0,5% de  $WO_3$  (MARANHÃO et. al., 1986).

De grande importância também é a Província Pegmatítica Borborema com mais de 700 corpos pegmatíticos mineralizados a Nb-Ta-Li-Be-Sn. Os principais minerais de minério são columbita-tantalita, berilo, cassiterita, caulim de alta qualidade e lepidolita. Gemas (principalmente água-marinha e turmalinas), muscovita, espodumênio, ambligonita e feldspatos também são extraídos (BEURLLEN, *op.cit.*; SOUZA NETO et. al., *op.cit.*).

Programas de exploração mineral recentemente realizado levaram à descoberta de indícios de mineralização de Cu e Mo em rochas da FMS, o que justificou o desenvolvimento do projeto Frei Martinho.

### 3. PRINCIPAIS TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADOS À GRANITOIDES

Em ambientes plutônicos, especialmente aqueles dominados por corpos intrusivos granitóides, os fluidos hidrotermais são oriundos da separação de uma fase fluida nos estágios finais da cristalização magmática. Em níveis crustais mais rasos, em que são comuns os sistemas porfíricos e epitermais, os fluidos de derivação magmática tendem a se misturar progressivamente com águas meteóricas contidas nas rochas encaixantes. Em sua trajetória, controlada em grande parte por movimentos convectivos, as soluções aquosas aquecidas interagem com as rochas através das quais migram e causam a alteração hidrotermal, vindo a formar associações minerais estáveis nas novas condições ambientais, de forma análoga à geração de fácies metamórficas.

A alteração envolve lixiviação de componentes em que o pH das soluções e mobilidade geoquímica dos elementos nas novas condições desempenham importante papel. As reações são grandemente controladas pela temperatura, pressão litostática, pressão de voláteis, além da razão fluido-rocha, esta intimamente ligada à permeabilidade do meio rochoso. A natureza das associações mineralógicas formadas dependerá ainda da composição das rochas e dos fluidos, e das condições redox reinantes dentre outros fatores de expressão mais local.

Desde há muito, geólogos de exploração observaram a estreita relação entre rochas alteradas e depósitos minerais hidrotermais, passando a usá-la com excelente guia de prospecção. O estudo da alteração hidrotermal ganhou maior ênfase no mundo acadêmico a partir da década de 1960, época em que, no auge do interesse por depósitos de Cu e Mo porfíricos, foram sistematizadas várias zonas de alteração (MEYER E HEMLEY, 1967; LOWELL E GUILBERT, 1970), dentre as quais se destacam (GUILBERT, 1986):

- a) Alteração Potássica: Ocorre, quando a fase fluida se separa do magma nos estágios finais da cristalização fracionada. Os primeiros fluidos tem altas temperaturas e altas  $f_{O_2}$  e  $f_{S_2}$ . A assembléia mineralógica principal é K-feldspato + biotita + magnetita. Os cátions  $Ca^{2+}$  e  $Na^+$  tendem a ser substituídos por  $K^+$ .
- b) Alteração fílica: Também chamada de sericítica ou quartzo - sericita - pirita. Pode apresentar contato gradacional ou sobrepor-se à alteração potássica, ou ocorrer após a alteração propilítica.

A associação característica é quartzo + mica branca + pirita. A destruição dos minerais máficos (anfíbólio e biotita) e a entrada de enxofre leva à formação indiscriminada de pirita. A zona de pirita, considerada um horizonte guia na exploração mineral, envelopa o minério e pode conter até 10% deste sulfeto. A destruição dos feldspatos forma muscovita/paragonita e quartzo, o que pode ser descrito pelas reações abaixo:



c) Greisens: é semelhante às alterações fílica e argílica avançada, mas implica em mais sericita ou muscovita e não apresenta pirofilita. Quartzo, muscovita e topázio são dominantes, com turmalina, wolframita, fluorita, rutilo, cassiterita e magnetita, são os minerais acessórios comuns.

d) Alteração Argílica: sugere um predomínio de caulinita, posterior ao plagioclásio, montmorilonita posterior ao anfíbólio e ao plagioclásio, alofana amorfos ocorre após ambos. O K-feldspato é metaestável e não é afetado. Aglomerados de sericita podem ser produzidos e alteração argílica ocorre na parte interna juntamente com alteração fílica para formar assembléias argílicas e fílicas transicionais.

e) Alteração Argílica Avançada: representa baixas razões  $\text{K}^+/\text{H}^+$  e  $\text{Na}^+/\text{H}^+$ . Em altas temperaturas acerca de 300°C ocorrem pirofilita e pirofilita-andalusita, e em temperaturas mais baixas, caulinita ou dickita prevalecem. O quartzo é abundante; alunita, topázio, zunita, turmalina e outros hidro-cloro-fluoro-boro-aluminossilicatos também ocorrem. A distribuição da argilização avançada é menos regular que outros tipos de alteração, mas é mais comumente encontrado em sistema mineralizados.

f) Alteração Propílica: Ocorre em condições de temperaturas entre 200°e 300°C, o plagioclásio e os minerais máficos reagem com o fluido para formar albita, clorita, epidoto ou carbonato, montmorilonita e, menos comumente, tremolita/actinolita. A alteração propílica ser caracterizada se dois dos três minerais ocorrerem: epidoto,

albita e clorita. Caracterizam ambientes semelhantes aos de fácies xistos verdes do metamorfismo regional.

#### 4 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE MINERAIS PESADOS

Os minerais pesados são constituintes acessórios das rochas sedimentares e são formados por processos magmáticos, metamórficos e diagenéticos. Durante o intemperismo e erosão das rochas e transporte dos sedimentos, principalmente fluvial, eles são fornecidos ao sistema sedimentar.

Os minerais pesados podem ser parcial ou totalmente destruídos pelo intemperismo químico e diagênese e também desgastados por abrasão mecânica durante o transporte. As proporções relativas desses minerais numa assembléia mineralógica são controladas pela composição da área-fonte, estabilidade química, resistência mecânica e comportamento hidráulico dos grãos, além da granulometria do sedimento e da técnica de separação. Desta forma, muitas vezes as informações obtidas diretamente de uma assembléia não refletem fielmente as características da rocha fonte.

A sobrevivência dos minerais pesados durante o ciclo sedimentar tem sido tradicionalmente utilizada como suporte aos estudos de proveniência pelo fato de esses minerais registrarem a assinatura petrogenética da rocha-fonte mesmo quando submetidos a rigorosas condições químicas. Muitas vezes, a interpretação da proveniência de minerais pesados é tão complexa quanto o contexto geológico da área-fonte.

A distribuição espacial de minerais pesados numa área geográfica pode levar ao reconhecimento de províncias que se caracterizam pela presença de espécies de minerais pesados volumetricamente mais importantes, as quais não ocorrem em províncias adjacentes. Este procedimento é muito utilizado no estudo de proveniência de grandes sistemas fluviais que drenam extensas áreas geográficas (MORTON, 1985). Por outro lado, o mapeamento da distribuição vertical desses minerais, geralmente em afloramentos ou furos de sondagem, permite caracterizar zonas mineralógicas por espécies que, volumetricamente, não ocorrem ou são raras em camadas adjacentes. Este procedimento permite correlacionar depósitos sedimentares verticalmente adjacentes, bem como associar as variações nos teores de minerais com as mudanças ambientais.

Algumas espécies ou grupos de minerais pesados, principalmente os ultraestáveis (turmalina, zircão, etc), são diagnósticos de proveniência porque

possuem composições químicas que fornecem informações da natureza da rocha-fonte. Em função da sua resistência física e química, durante o ciclo sedimentar, as composições químicas desses minerais são pouco afetadas e, por isso, são amplamente utilizadas na interpretação da proveniência (MORTON et al., 1996; 2005; LI et al., 2004). Assim, efetivamente, com base na composição química de minerais pesados detríticos, em conjunto com dados sedimentológicos, é possível identificar e distinguir arenitos de diferentes ambientes tectônicos e obter informações sobre litotipos da área fonte.

#### 4.1 SUÍTE DE MINERAIS PESADOS EM ROCHAS DETRÍTICAS

Em rochas detríticas a ocorrência de minerais pesados como zircão, turmalina, rutilo e granada não são raros, por isso são comumente utilizados no estudo de proveniência, tal importância deve-se ao fato de remeterem a possível rocha fonte (BLATT, 1972). O zircão é comum numa ampla variedade de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Possui alta resistência física e química que possibilita suportar vários ciclos de sedimentação, além de processos metamórficos e hidrotermais, e é considerado um excelente indicador petrogenético. Originalmente, o zircão cristaliza durante os processos magmáticos e metamórficos e, conseqüentemente, os dados geocronológicos em cristais individuais refletem processos geológicos relacionados aos eventos de formação de crosta.

Zircão é comum em arenitos assim como a turmalina e são frequentemente usados no estudo de proveniência, como por exemplo, os arenitos da Bacia de São Luís-Grajaú (NASCIMENTO, 2009). O Grupo Tucuruí, situado na zona de transição entre o embasamento arqueano do Cráton Amazônico e as rochas metamórficas neoproterozóicas do Cinturão Araguaia, reúne arenitos com derrames basálticos intercalados. Foi realizado um estudo de proveniência através de minerais pesados nesses arenitos e foi encontrado, principalmente, grãos detríticos de hornblenda, hematita e magnetita, além de clinopiroxênio (diopsídio), epidoto, zircão, turmalina e rutilo, ratificando que em arenitos a ocorrência desses minerais é habitual.

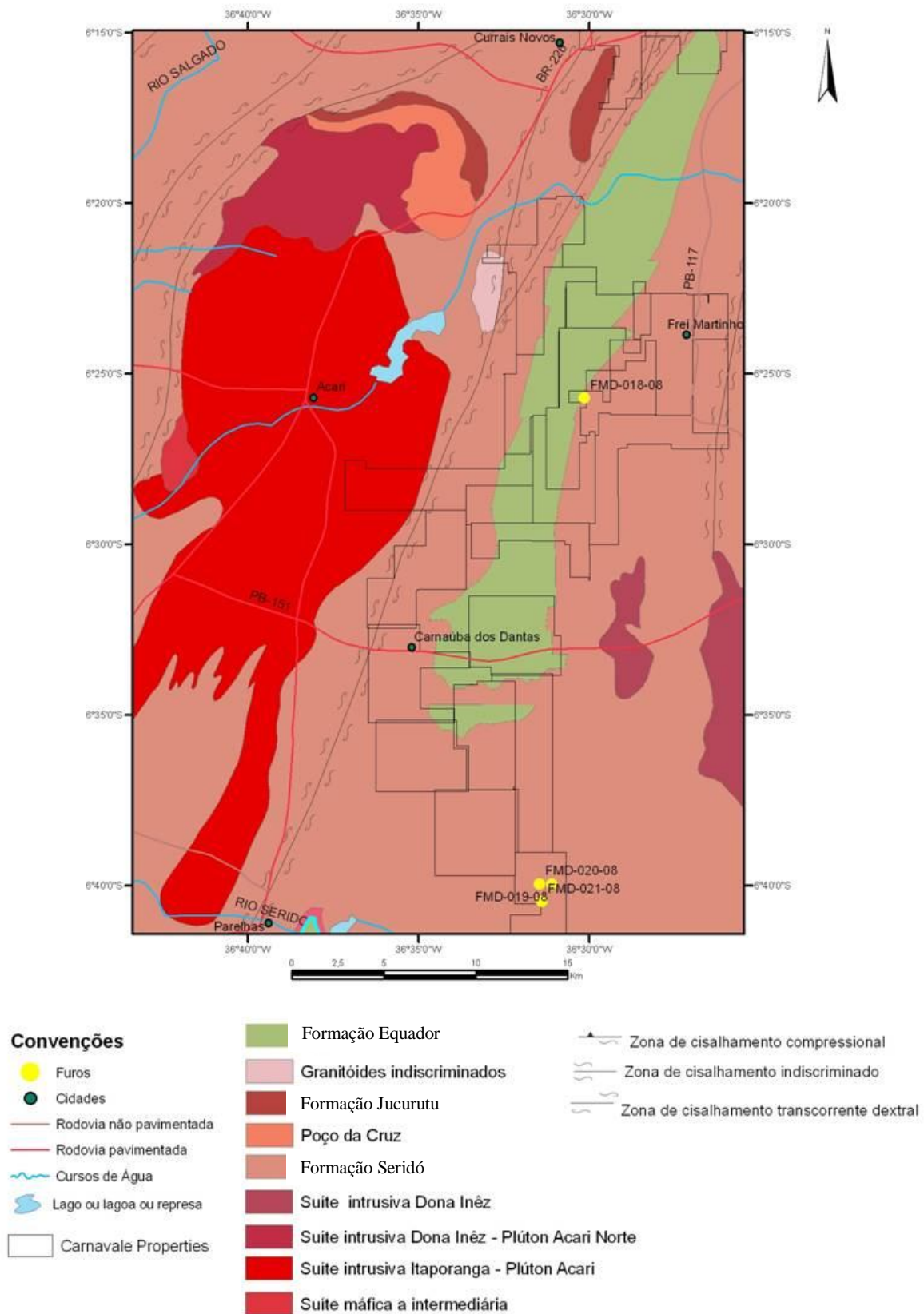
## 5 GEOLOGIA DA ÁREA DO PROJETO FREI MARTINHO

Os litotipos encontrados na área do projeto Frei Martinho, de acordo com relatórios internos da empresa de mineração, consistem de muscovita quartzitos, biotita xistos com/sem granada e escarnitos, pertencentes ao Grupo Seridó. A área do projeto Frei Martinho está delimitada paralelamente à elongação do corpo Acari pertencente a uma suíte sin a tardi-tectônica, cuja colocação é controlada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes e localmente associada a zonas de cisalhamento extensional (JARDIM DE SÁ, 1994). Associados a esse batólito ocorre uma série de diques pegmatíticos de dezenas de metros de extensão de direção N10°E e máficos de direção N80°W, que seccionam as rochas supracrustais.

No alvo Villani a mineralização é caracteristicamente cuprífera, mas associada a outros metais. A mineralização ocorreu principalmente nos contatos entre o escarnito, biotita xisto e a zona de alteração fílica e está relacionada aos granitos. Os processos de mineralização podem estar intimamente relacionados a fluidos vindos dos corpos graníticos que circularam por essas rochas.

A mineralização de Cu e Mo foi estruturalmente controlada pelo lineamento Patos (E-W) ao qual se associam falhas extensionais conjugadas de direções principais N10°E e N80°W, ambas subverticais.

Levantamentos geofísicos por meio de polaridade induzida (IP) foram aplicados aos alvos Cobra e Villani e indicaram anomalias positivas de Cu e Mo bem como um halo de alteração potássica fortemente desenvolvido nas rochas graníticas e menos expressivo nas rochas metassedimentares e nos pegmatitos.



**Figura 3-** Mapa Geológico do Projeto Frei Martinho e circunvizinhanças. (CPRM 2006)

## 6 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

### 6.1 PETROGRAFIA DAS ROCHAS ESTUDADAS

Foram reconhecidos xistos e rochas ricas em quartzo e muscovita (quartzitos?) nos testemunhos dos furos de sondagem estudados.

#### 6.1.1 Xistos

Foram identificadas quatro variedades de xistos com base na composição mineralógica, em que granada, turmalina, sillimanita ou hornblenda são as principais fases varietais, a primeira sendo dominante.

##### 6.1.1.1 Granada biotita xisto (F18/72m / Alvo Timbaúba de Cima)

Rocha de cor cinza e granulação média, com foliação marcada pela alternância de bandas félsicas e máficas de espessura entre 0,2 e 0,5 cm (Fig4).

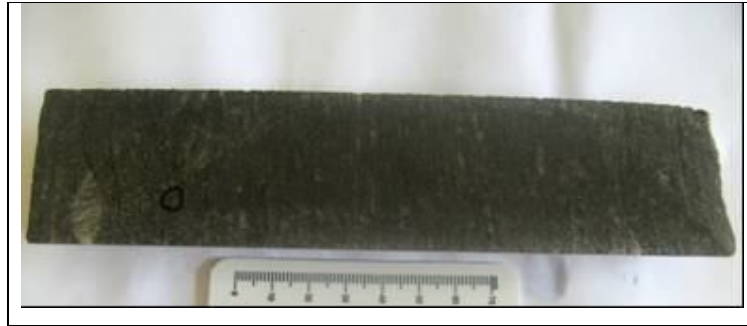
A textura é tipicamente lepidoblástica nas bandas micáceas, que são ricas em biotita, e granoblástica nas bandas quartzosas (Fig 5A). Ocorre também em quantidades subordinadas feldspato potássico, fluorita, apatita, clorita, além de hematita e magnetita.

Os cristais de quartzo, que mostram forte extinção ondulante, compõem 40-45% do volume da rocha. São anédricos, de tamanho variado (1 a 3 mm), apresentando, em geral, contatos côncavo-convexos, localmente contatos suturados e poligonais (Fig.5B). O plagioclásio perfaz 5-7% do volume da rocha e forma cristais anédricos e subédricos, de tamanho milimétrico e forma tabular. Em geral, os cristais apresentam maclamento difuso e alteração para argilominerais. Devido à alteração, não foi possível determinar sua composição.

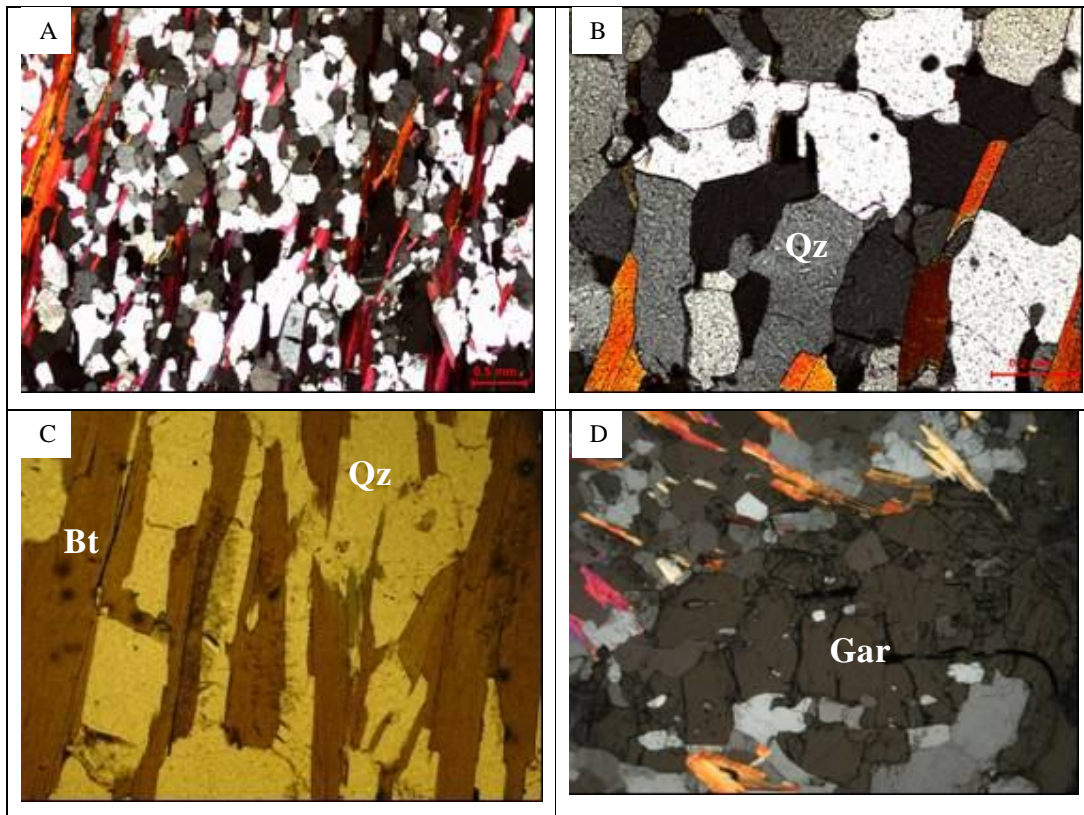
As palhetas de biotita compõem 40-45% do volume da rocha, exibem forte orientação (Fig.5C). Clorita é produto de alteração comum desta mica.

Os porfiroblastos de granada (Fig.5D) são anédricos e de dimensões entre 2 e 4 mm, constituindo 2-3% do volume da rocha. Truncam a foliação e, portanto, são pós-deformacionais.

Os minerais opacos (1%) são representados por hematita e magnetita, cujos cristais anédricos e de tamanho milimétrico exibem contatos retos entre si e encontram-se disseminados na rocha.



**Figura 4-** Foto de testemunho de furo de sondagem de granada-biotita xisto (FMD-18/72)



**Figura 5 -** Fotomicrografias da amostra F18/72 de granada-biotita xisto A- Textura granoblástica com palhetas de biotita (Bt) orientadas. B- Cristais de quartzo (Qz) com contatos poligonais. C- Cristais anédricos de biotita (Bt) exibindo contato reto com os grãos de quartzo (Qz). D- Porfiroblasto de granada truncando a foliação.

### 6.1.1.2 Granada-Sillimanita-Biotita Xisto (F21/55m /Alvo Villani)

Este litotipo apresenta coloração variando de cinza clara a esverdeado, e granulação média (0,2-0,3 cm). Apresenta bandamento marcado pela alternância de bandas centimétricas quartzosas com bandas micáceas, além de porfiroblastos (1 a 3 mm) de granada (Fig 6).

A textura é lepidoblástica nas bandas micáceas, dominadas por biotita, e granoblástica nas bandas quartzosas (Fig 7A). Quartzo, biotita, granada e sillimanita são os principais constituintes, junto aos quais ocorrem quantidades subordinadas de muscovita, plagioclásio, feldspato potássico, fluorita e clorita calcopirita, bornita e magnetita são as fases opacas mais comuns.

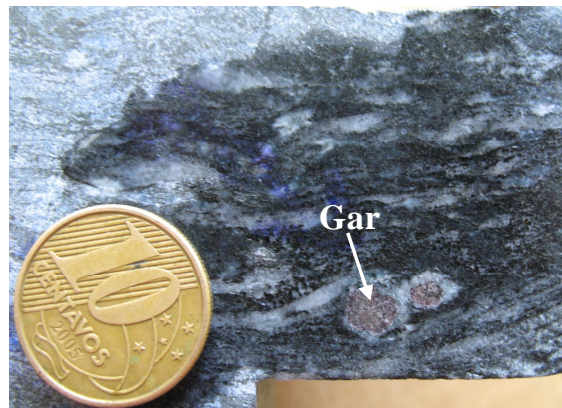
Os cristais de quartzo compõem 55-65% do volume da rocha, são anédricos, de tamanhos milimétricos (1 a 3 mm), e formam agregados policristalinos, nos quais desenham contatos retos, suturados ou poligonais. Alguns cristais se mostram alongados e orientados, além de apresentarem forte extinção ondulante (Fig 7B).

A biotita perfaz 20-25% do volume da rocha e desenvolve cristais subédricos, de tamanho milimétrico (1 a 1,5 mm) e hábito lamelar estando fortemente orientada. Observam-se feições de crenulação e quebramento, e são distinguidas duas gerações de biotita, a mais tardia truncando a mais precoce (Fig7C). A muscovita é pouco abundante e se mostra alterada para clorita, ambas entremeadas com lamelas de biotita e fibras de sillimanita.

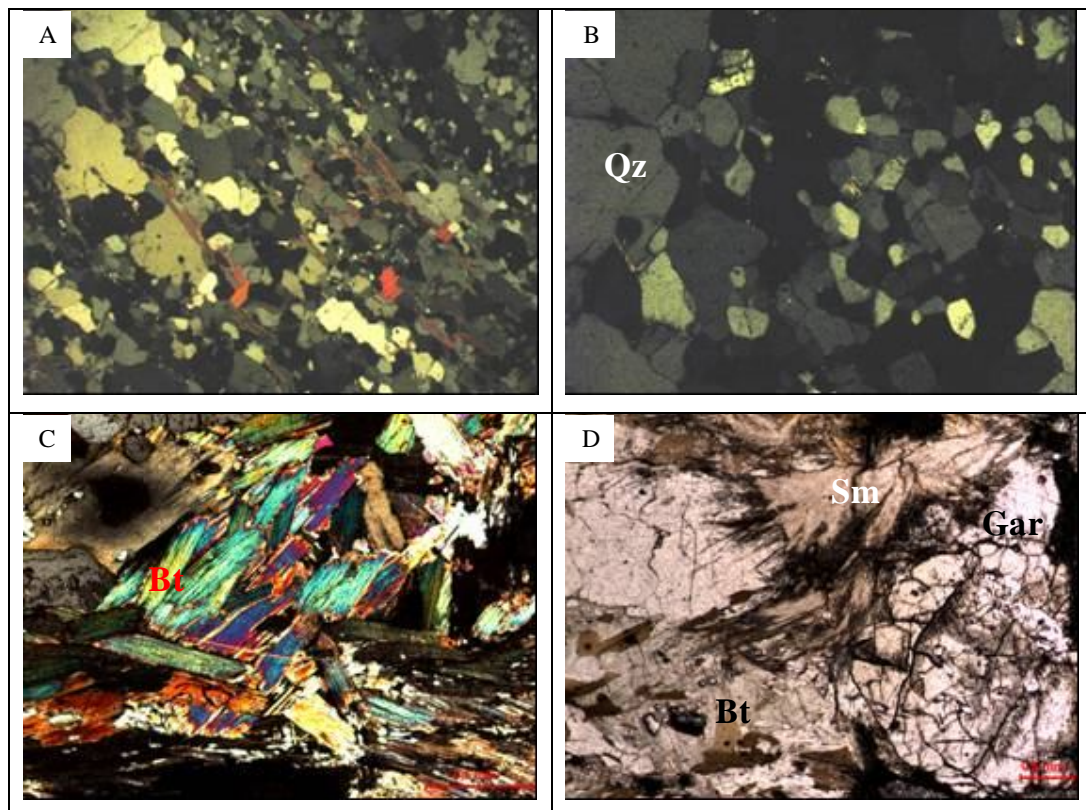
A sillimanita responde por 8-10% do volume da rocha e está representada pela variedade fibrolita (Fig 7D). Forma cristais anédricos e encontra-se comumente associada às micas e fases opacas.

A granada compõe 2-3% do volume da rocha e se apresenta como porfiroblastos anédricos, pós-deformacionais, truncando a foliação.

Os minerais opacos perfazem cerca de 5% do volume da rocha e são representados por pirita, calcopirita, bornita e magnetita.



**Figura 6-** Foto de testemunho de furo de sondagem de granada-sillimanita-biotita xisto (FMD-21/55) com destaque para as bandas de biotita (Bt) que marcam a foliação da rocha e para porfiroblastos de granada (Gr)



**Figura 7-** Fotomicrografias da amostra F21/55 de granada-sillimanita-biotita xisto A-Textura granoblástica com marcante orientação dos cristais de quartzo (NC). B- quartzo com formação de subgrãos (NC). C- Biotita (Bt) mais tardia exibindo truncando a mais precoce (NC). D- Silimanita (Sm) e granada (NC) truncando a foliação.

Este litotipo apresenta cor cinza claro e granulação média (0,2-0,5cm). À semelhança da variedade anterior, apresenta bandamento em que bandas micáceas e ricas em quartzo se alternam (Fig 8).

É composto por quartzo, plagioclásio, biotita, turmalina e, subordinadamente, por clorita e minerais opacos (pirita e calcopirita). Um microveio de quartzo com pirita disseminada corta discordantemente a foliação.

As bandas quartzosas mostram textura granoblástica, enquanto que nas ricas em biotita a textura é lepidoblástica. Em geral a rocha apresenta-se alterada (Fig 9A).

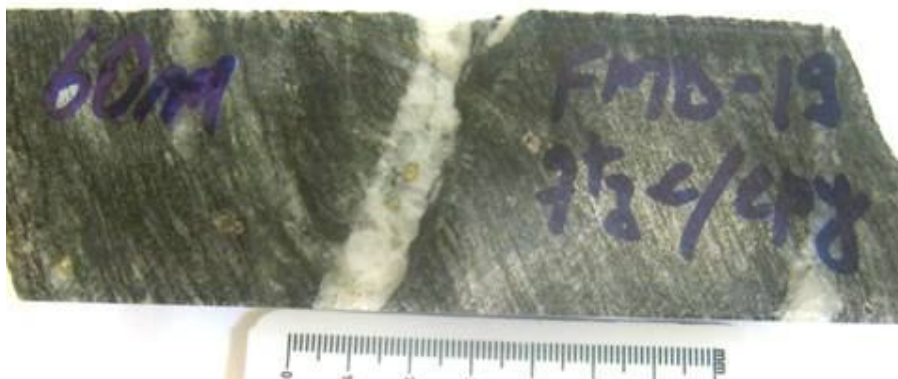
Os cristais de quartzo compõem 40-45% do volume da rocha, são anédricos e de tamanhos variados (1 a 3 mm). Formam, comumente, agregados policristalinos, cujos cristais apresentam, em geral, contatos côncavo-convexos e, localmente, contatos suturados e poligonais, além de exibirem forte extinção ondulante.

As proporções dos blastos de plagioclásio, que são anédricos e de dimensões inferiores a 4 mm, atingem 10-15% do volume da rocha. A intensa sericitização impossibilitou estimar sua composição (Fig 9B/9E).

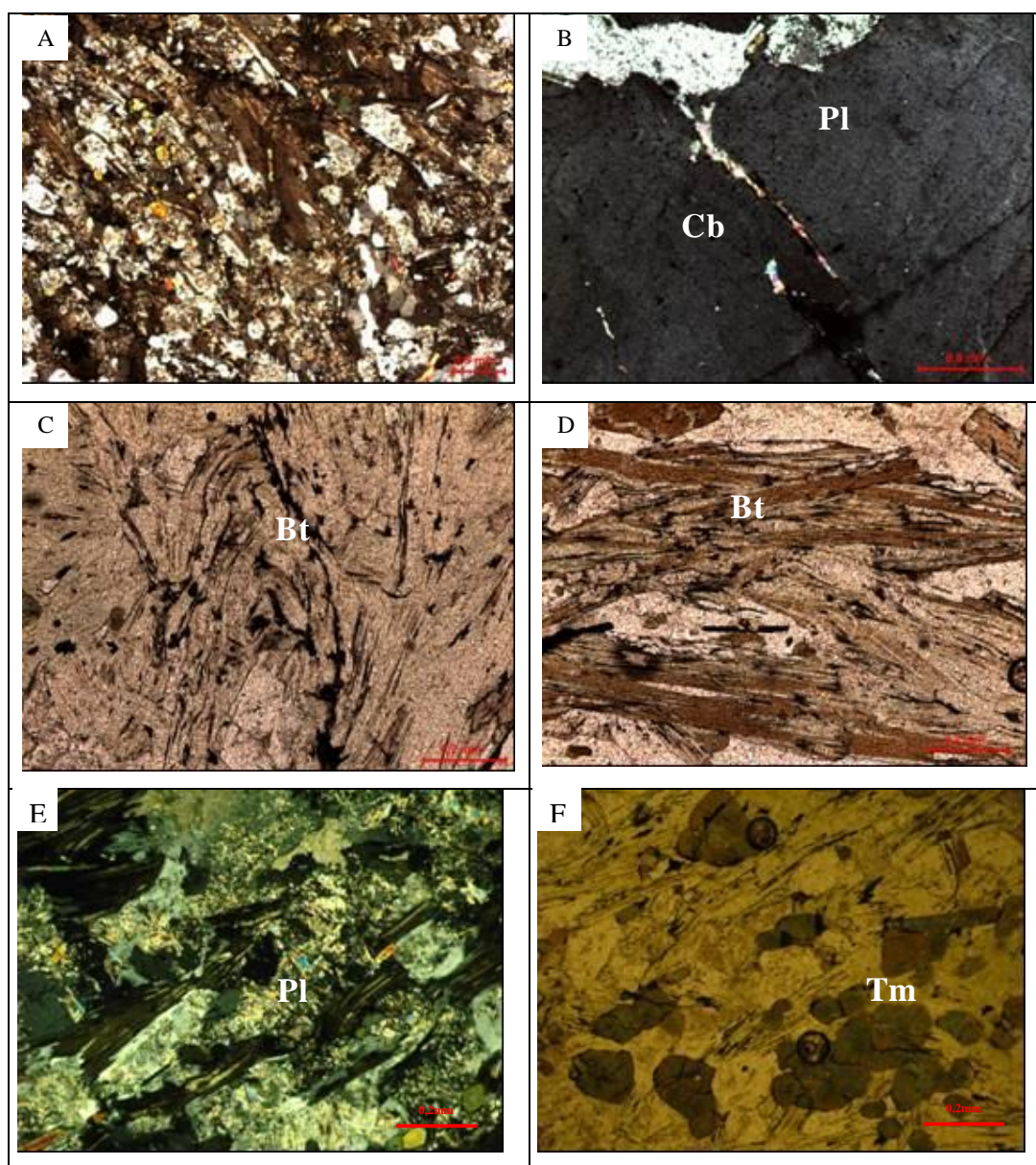
As lamelas de biotita estão dispostas em planos que definem a xistosidade da rocha. Perfazem 15-20% do volume da rocha e mostram tamanhos milimétricos (1 a 2 mm). Estão fortemente orientadas e localmente dobradas (Fig 9C). A clorita é o principal produto de alteração da biotita, ocorrendo principalmente ao longo de planos de clivagem (Fig.9D).

A turmalina, presente em proporções equivalentes às da mica (15-20%), desenvolve cristais anédricos a subédricos com tamanhos que variam de 1 a 2 mm. São mais abundantes nas bandas quartzosas, estão dispostos aleatoriamente na rocha, não apresenta evidência de estiramento (Fig.9F).

Os minerais opacos são representados por bornita, calcopirita, pirita e calcocita e constituem cerca de 5% do volume da rocha.



**Figura 8-** Foto de testemunho de furo de sondagem de turmalina-biotita xisto (FMD- 19/60) cortado por vênula discordante de quartzo com pirita.



**Figura 9-** Fotomicrografias de amostras de turmalina-biotita xisto. A-Textura granoblástica. B- Bolsão e microvênula de carbonato (Cb), que substituem cristal de plagioclásio (Pg). C- Microdobra marcada pela disposição de palhetas de biotita (Bt) que estão substituídas por clorita. D- Palhetas de biotita (Bt) alteradas para clorita.. E- Observa-se plagioclásio quase totalmente sericitizado e cloritas de alteração da biotita. F- Agregado de turmalina(Tm) anédrico sem orientação.

#### 6.1.1.4 Hornblenda-Biotita Xisto (F19/48m /Alvo Villani)

Este litotipo apresenta coloração cinza escuro, granulação média (0,2-0,3 cm) e marcante foliação (Fig 10). É composto essencialmente por quartzo, biotita, hornblenda e plagioclásio tendo como principais fases acessórias clorita, titanita, pirita e calcopirita.

A textura predominante é a granoblástica, representada pelas bandas quartzosas, localmente associadas a concentrações de biotita (Fig 11A).

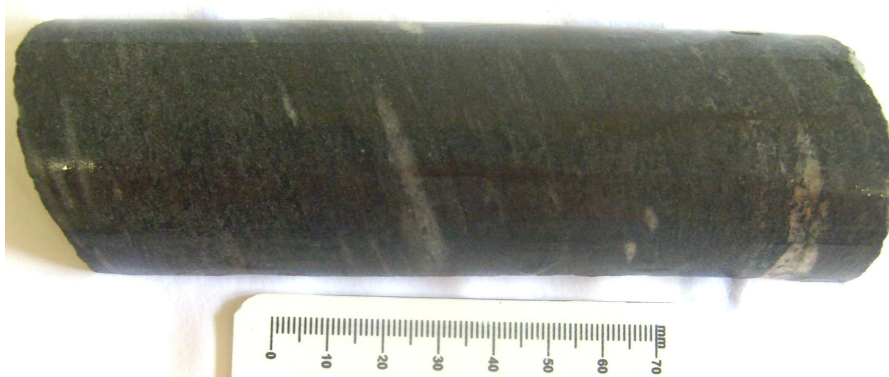
Os cristais de quartzo compõem 50-55% do volume da rocha, são anédricos e de tamanhos diversos (1 a 3 mm). Apresentam leve orientação, formação de subgrãos, contatos irregulares, localmente poligonais, e forte extinção ondulante.

A biotita compõe 20-25% do volume da rocha, forma cristais subédricos e moderadamente orientada, são distinguidas duas gerações de biotita, a mais tardia truncando a mais precoce, além de alteração para clorita (Fig. 11B).

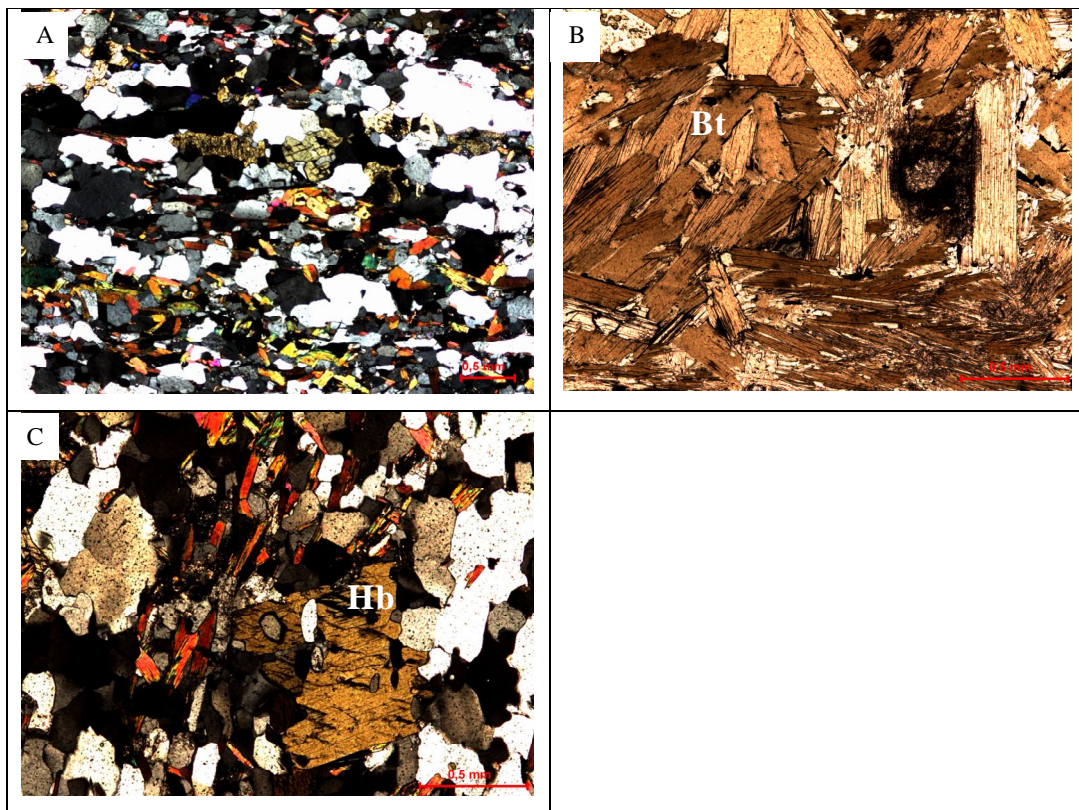
A hornblenda desenvolve cristais anédricos de tamanhos variados (1 a 2mm), sem orientação, por vezes truncando a foliação, perfaz 20-24% do volume da rocha (Fig 11C).

Os cristais de plagioclásio perfazem menos de 5% do volume da rocha e mostram-se anédrico de tamanhos milimétricos, alguns exibem leve alteração para sericita (1-2mm).

Os minerais opacos (1%) são representados por disseminações de pirita e calcopirita.



**Figura 10-** Foto de testemunho de furo de sondagem de hornblenda-biotita xisto (FMD-19/48) moderadamente foliado.



**Figura 11-** Fotomicrografias de amostras de hornblenda-biotita xisto. A-Textura granoblástica (NC). B- Biotitas exibindo truncamento entre elas. (LN). C- Cristal de hornblenda truncando a foliação. (NC).

### 6.1.2 Rochas ricas em quartzo e muscovita

Como o termo quartzito se aplica a rochas metamórficas derivadas de arenitos e como às rochas ricas em quartzo e muscovita do Alvo Villani foi atribuída distinta derivação, usou-se para elas, obedecendo-se a fins meramente descritivos, o termo pseudo-quartzitos.

#### 6.1.2.1 Pseudo-quartzito (F19/122m, F19/198m e F19/89m / Alvo Villani)

Rocha maciça de coloração cinza esbranquiçado e granulação média (0,2-0,5cm) (Fig 12). É constituída por quartzo, muscovita e microclina, cujos cristais estão arranjados em textura granoblástica (Fig.13A). Clorita e carbonato são produtos de alteração e de forma mais restrita ocorrem hematita, pirita e calcopirita.

Cristais de quartzo representam 70-75% do volume da rocha. São anédricos, de tamanhos variados (0,5 a 1,5 mm) e formam agregados policristalinos.

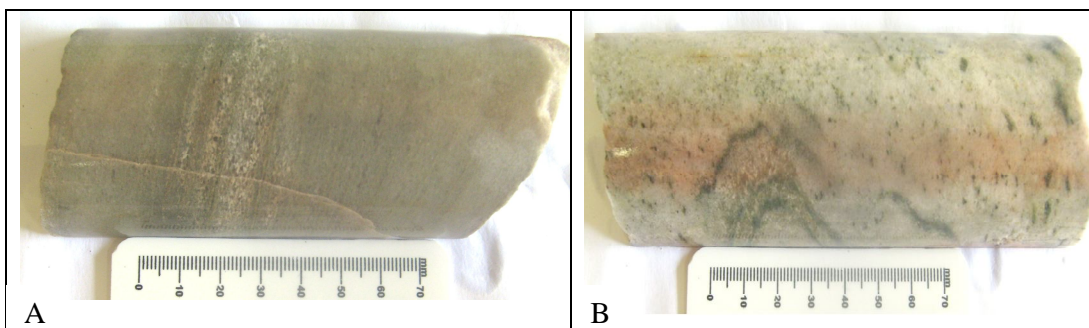
Apresentam, em geral, contatos poligonais e, localmente, contatos suturados e côncavo-convexos, bem como extinção ondulante.

As palhetas de muscovita, de tamanho milimétrico (0,5- 1 mm) e formas anédricas e subédricas, compõem 10-15% do volume da rocha e exibe fraca orientação. Localmente acham-se contorcidas e crenuladas. Ocorre clorita como produto de alteração da muscovita.

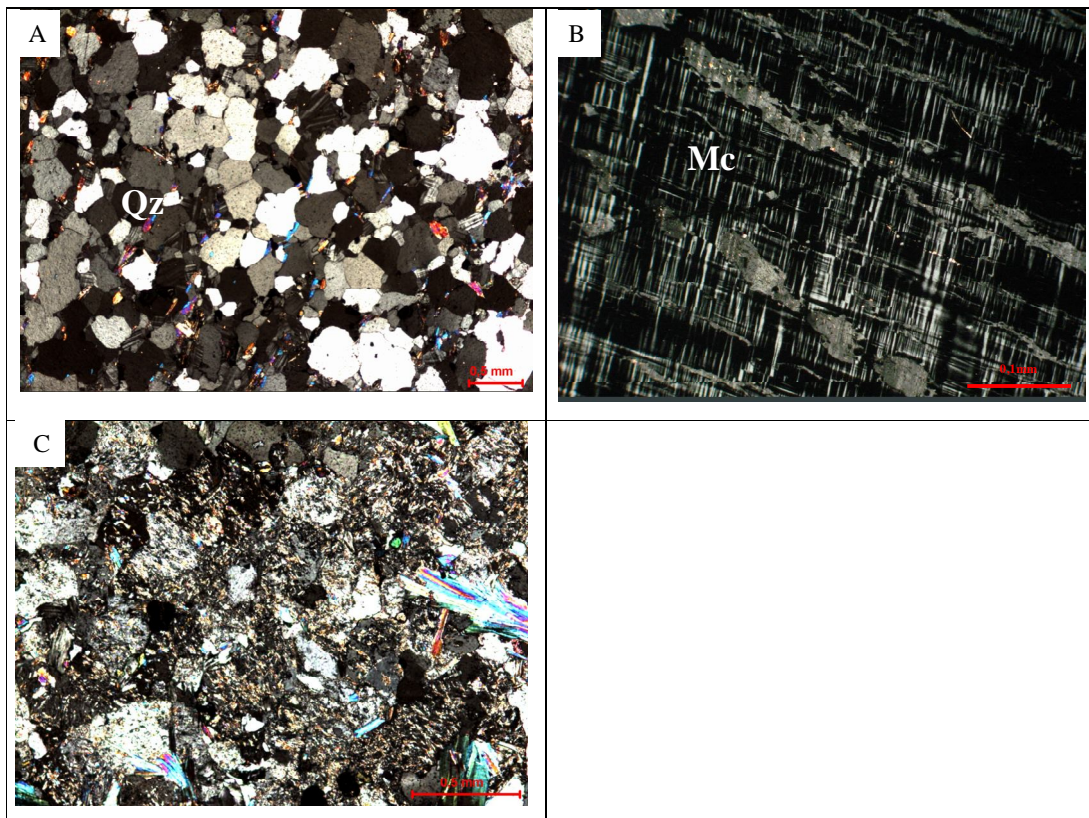
A microclina foi observada em apenas uma porção, em que forma em geral, cristais subédricos, de tamanhos variados (0,5 a 1 mm) que e acham sericitizados (Fig.13B). Possivelmente a sericitização ocorre nos feldspatos, em geral (Fig.13C).

A hematita, pirita e a calcopirita foram reconhecidas na suíte de opacos, ocorrendo em proporções em torno de 4% .

Estas rochas poderiam ter como protólitos granitos intensamente alterados por fluidos hidrotermais.



**Figura 12-** Fotos de testemunhos de furo de sondagem (FMD-19/122 e FMD-19/198) de rochas descritas como pseudo-quartzitos.



**Figura 13** - Fotomicrografia de amostras de rochas ricas em quartzo e muscovita. A-Textura granoblástica representativa dessas rochas (NC). B-Cristal reliquiar de microclina (Mc), exibindo leve sericitização (NC). C-Intensa sericitização possivelmente de feldspatos (NC).

### 6.1.1.2 QUARTZITOS

#### a) Muscovita-Turmalina Quartzito (F18/95,3m /Alvo Timbaúba de Cima)

Rocha de cor cinza escuro, granulação média (0,5-1,5 cm), mesocrática, composta por bandas félsicas e máficas. As bandas são descontínuas e irregulares, com espessura variável (0,2-0,5 cm) (Fig 9).

A rocha apresenta textura predominantemente granoblástica, mas, onde a turmalina domina, a textura torna-se nematoblástica (Fig 14A). É constituída por quartzo, turmalina, muscovita e de forma mais restrita por plagioclásio, além de acessórios como titanita e zircão e como fases opacas esfalerita, calcopirita, bornita e pirita.

Cristais anédricos, milimétricos (0,5 a 3 mm) de quartzo, com forte extinção ondulante, compõem 40-45% do volume da rocha. Apresentam normalmente

contatos côncavo-convexos, porém localmente foram desenvolvidos contatos suturados e poligonais (Fig.14B).

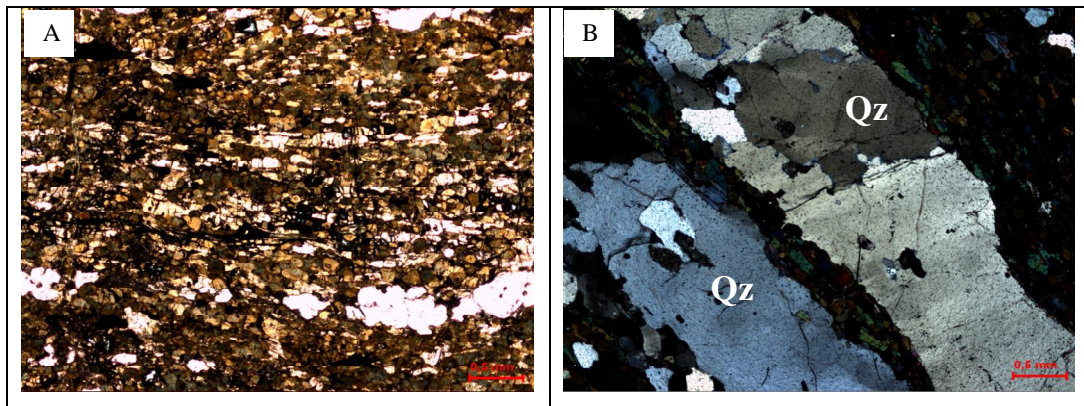
A turmalina é o segundo mineral em abundância (35-40% do volume da rocha) e está representada por cristais de hábito prismático, em grande parte com formas euédricas, que exibem forte orientação.

A muscovita perfaz 5-10% do volume da rocha, formando palhetas subédricas, fortemente orientadas com maclas contorcidas localmente. Clorita ocorre como produto de alteração da muscovita.

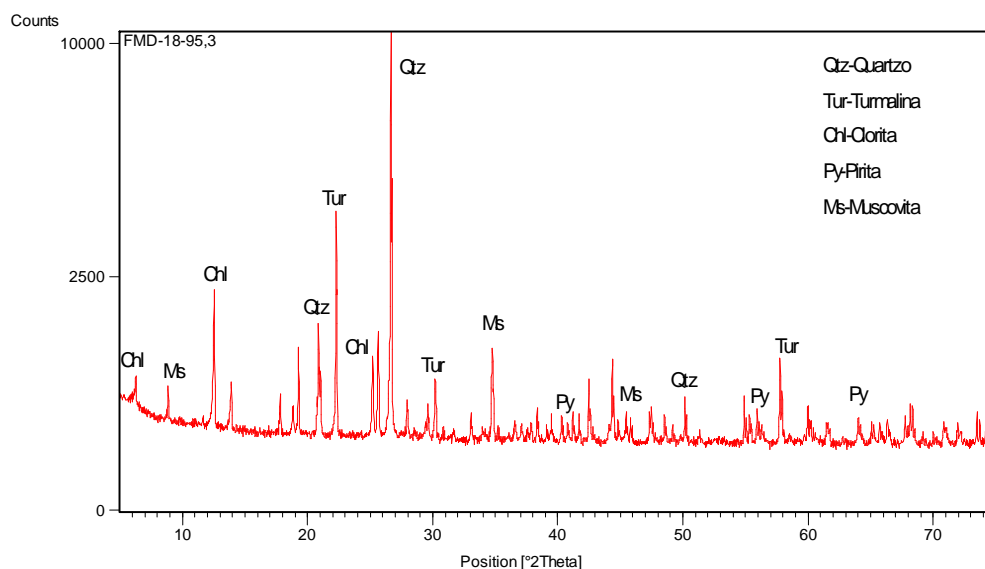
Cristais anédricos com tamanhos diversos (0,5 a 1 mm) de plagioclásio compõem 3-5% do volume da rocha e ocorrem juntamente com os cristais de quartzo, estando comumente alterados para sericita e carbonato. A alteração impossibilitou estimar sua composição.

Os minerais opacos perfazem 8-10% da rocha e são compostos por, bornita, calcopirita, calcocita, pirita e esfalerita.

Foi realizada uma análise de difração de raios-x para melhor identificação dos minerais presentes na rocha (Fig.15).



**Figura 14-** Fotomicrografia de amostras de rochas A- textura nematoblástica. B-Quartzo exibindo formação de subgrãos.



**Figura 15-** Difratograma de raios-X obtido para a amostra FMD-18/95,3.

**b) Muscovita quartzito (F18/142m /Alvo Timbaúba de Cima)**

Rocha de cor cinza, granulação média (0,2-0,5 cm), mesocrática, composta por bandas félsicos e máficos, e moderadamente foliada (Fig 16).

Microscopicamente a rocha exhibe em geral aspecto brechóide (Fig 17A), no entanto, em algumas porções, a textura é granoblástica.

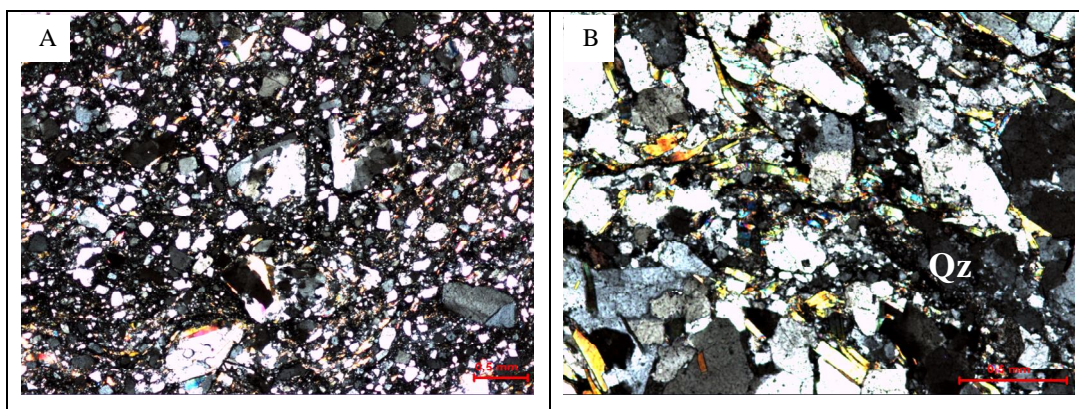
Quartzo é o mineral dominante (80-85% do volume da rocha), sendo, em geral, representados por grãos subarredondados a subangulosos com tamanhos variados (1 a 3 mm), na porção brechóide, possivelmente gerado por uma microfalha, mas não identificada na rocha. Contudo, na parte onde persiste a textura granoblástica, os grãos de quartzo estão levemente orientados e exibindo contatos suturados e raramente formando agregados policristalinos.

A muscovita apresenta lamelas subédricas, orientadas, parcial ou totalmente alteradas para clorita (Fig. 17B) e, juntamente com o plagioclásio, perfazem 10-20% do volume da rocha. O plagioclásio está totalmente alterado para sericita.

A magnetita corresponde a 2-4% do volume da rocha e exhibe alteração para hematita.



**Figura 16-** Foto de testemunho de furo de sondagem de muscovita quartzito (FMD-18/142) com foliação bem desenvolvida.



**Figura 17-** Fotomicrografias de muscovita quartzito. **A-** aspecto brechóide. **B-** Clorita disposta aleatoriamente entre os grãos de quartzo (NC).

### 6.1.3 Veio Granítico (F20/52m/ Alvo Villani)

Rocha de cor cinza médio, granulação grossa, maciça (Fig 18). Exibe textura hipidiomórfica (Fig 19A), composta por quartzo e feldspato potássico com quantidades subordinadas de carbonato, biotita e opacos. Trata-se de um veio de composição álcali-feldspática a sienogranítica.

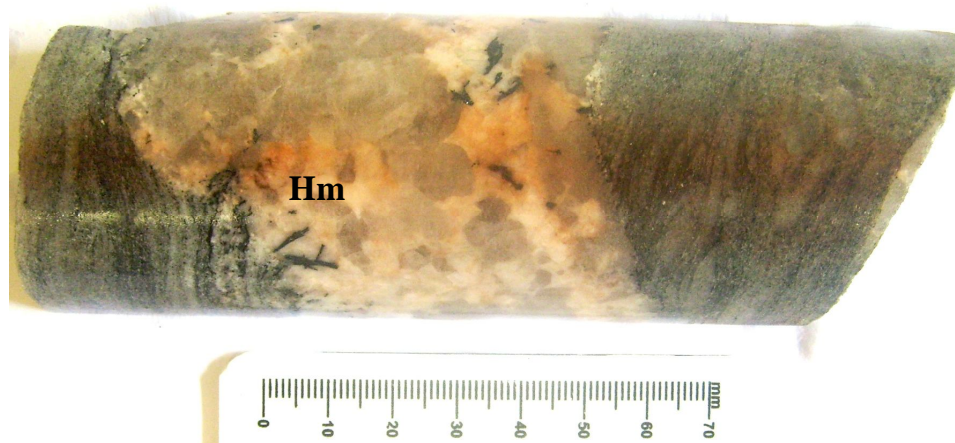
O quartzo compõe 45-50% do volume da rocha, anédrico, com tamanhos milimétricos (1-3 mm), exibem extinção ondulante, contato reto e localmente poligonal.

O feldspato potássico compõe 40-45% do volume da rocha, subédrico de tamanhos milimétricos (1-2 mm), apresenta maclamento difuso, alteração para carbonato e intensa alteração sericítica.

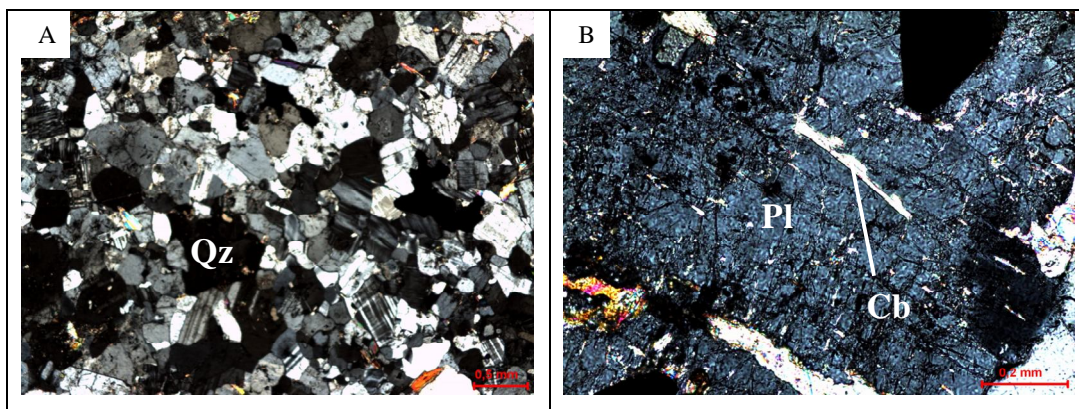
O plagioclásio perfaz 5-10% do volume da rocha, subédrico de tamanho milimétrico (1-2 mm), alterado para carbonato, não foi possível definir sua composição (Fig 19B).

A biotita compõe 10-15% do volume da rocha, possui hábito lamelar, está disposta de forma radial entre os grãos de quartzo.

A hematita representa os minerais opacos compondo cerca de 2-3% do volume da rocha.



**Figura 18-** Foto de testemunho de furo de sondagem de veio granítico (FMD- 20/52) hospedado em biotita xisto. Observar lamelas de hematita (Hm) no veio.



**Figura 19-** Fotomicrografias de amostra do veio granítico A- textura granular hipidiomórfica. B- Alteração do plagioclásio para carbonato.

## 7 MINEROGRAFIA

### 7.1 XISTOS

A mineralização no Alvo Villani, tendo por base as amostras estudadas de xistos e de rochas ricas em quartzo e muscovita, parece ter sido muito discreta, de sorte que raramente os minerais de minérios ocorrem concentrados para que fosse possível estabelecer com segurança relações temporais entre eles e, em decorrência, propor uma sequência paragenética.

#### 7.2.1 Xistos

Disseminações de calcopirita, pirita, bornita, magnetita, hematita, calcocita e esfalerita, nesta ordem de abundância, constituem os principais minerais de minério encontrados nos xistos.

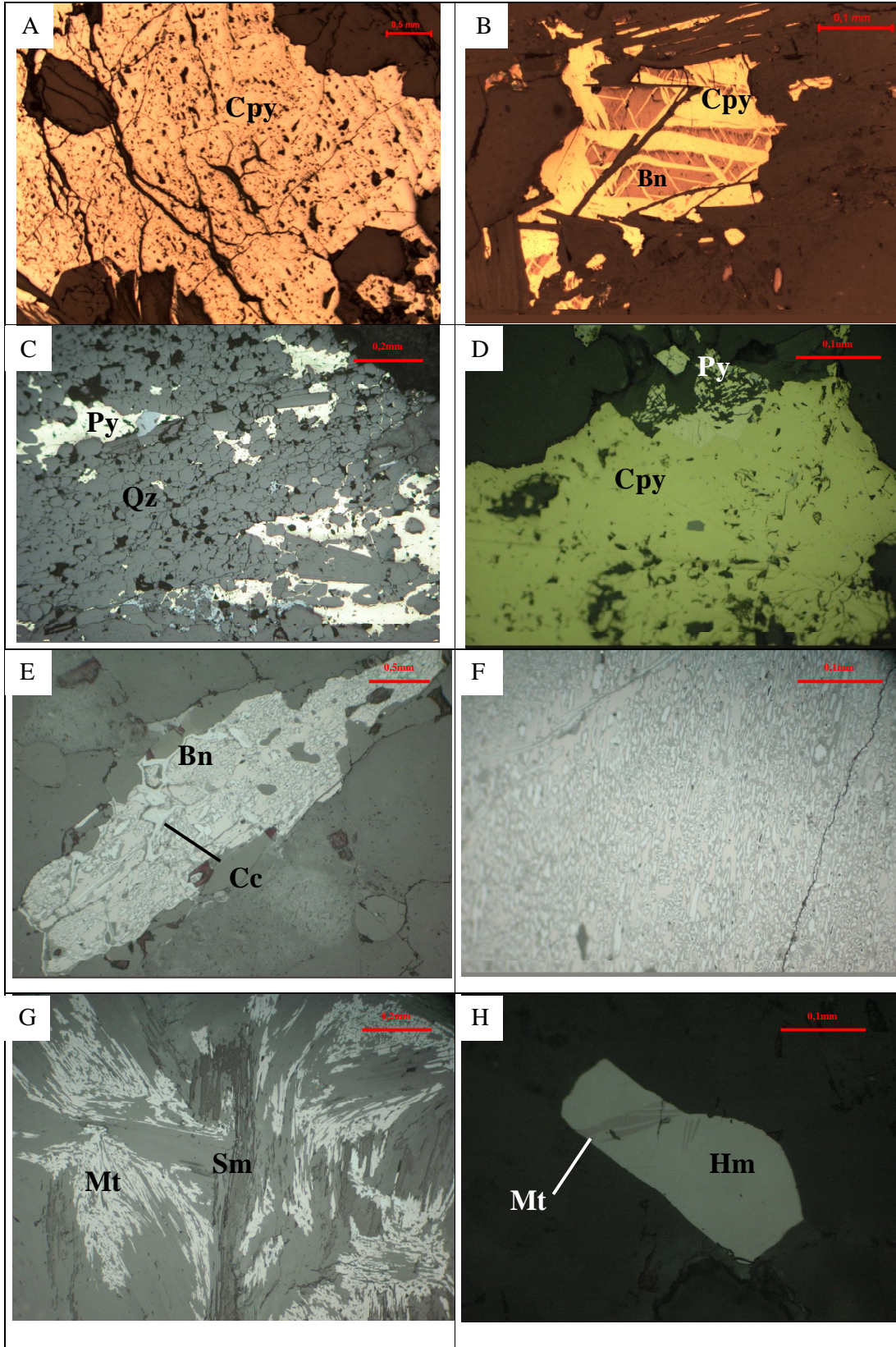
A calcopirita forma, em geral, cristais anédricos (Fig. 20A) disseminados na rochas, alguns formando lamelas de exsolução em bornita (Fig. 20B). Outros preenchem fraturas ou planos de clivagem da biotita. Raros cristais mostram substituição parcial de pirita a partir das bordas.

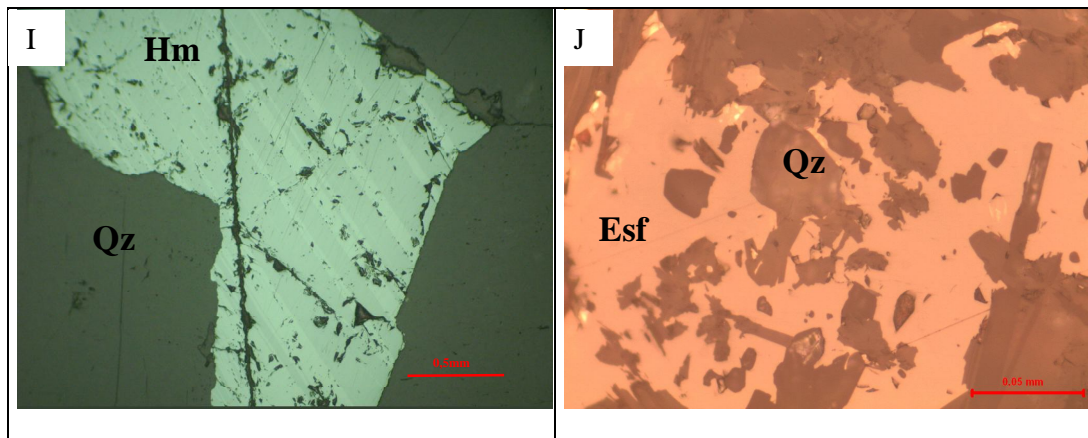
A pirita comumente exhibe cristais isolados subédricos a euédricos ou ocorre em planos de clivagem da biotita e localmente associada à calcopirita (20D). Por vezes ocorre substituindo cristais de quartzo (Fig. 20C).

A bornita desenvolve formas subédricas e anédricas, a maioria exibindo intercrescimento mirmequítico com a calcocita (20E e F). Mais comumente ocorre ao longo dos planos de clivagem de filossilicatos e, em menor quantidade, como disseminações.

Os cristais de magnetita comumente são anédricos e também se fazem presentes ao longo de planos de clivagem da biotita. Em porções restritas, ocorrem associados à sillimanita (Fig. 20G). Substitui localmente cristais de hematita, a partir das bordas, ou forma finas lamelas, possivelmente de exsolução (Fig. 20H).

A hematita comumente se apresenta em cristais subédricos maclados (Fig. 20I), que se encontram inclusos no quartzo (Fig. 20H e I). A esfalerita mostra formas anédricas e substitui o quartzo (20J). Ocorre localmente associada à calcopirita.





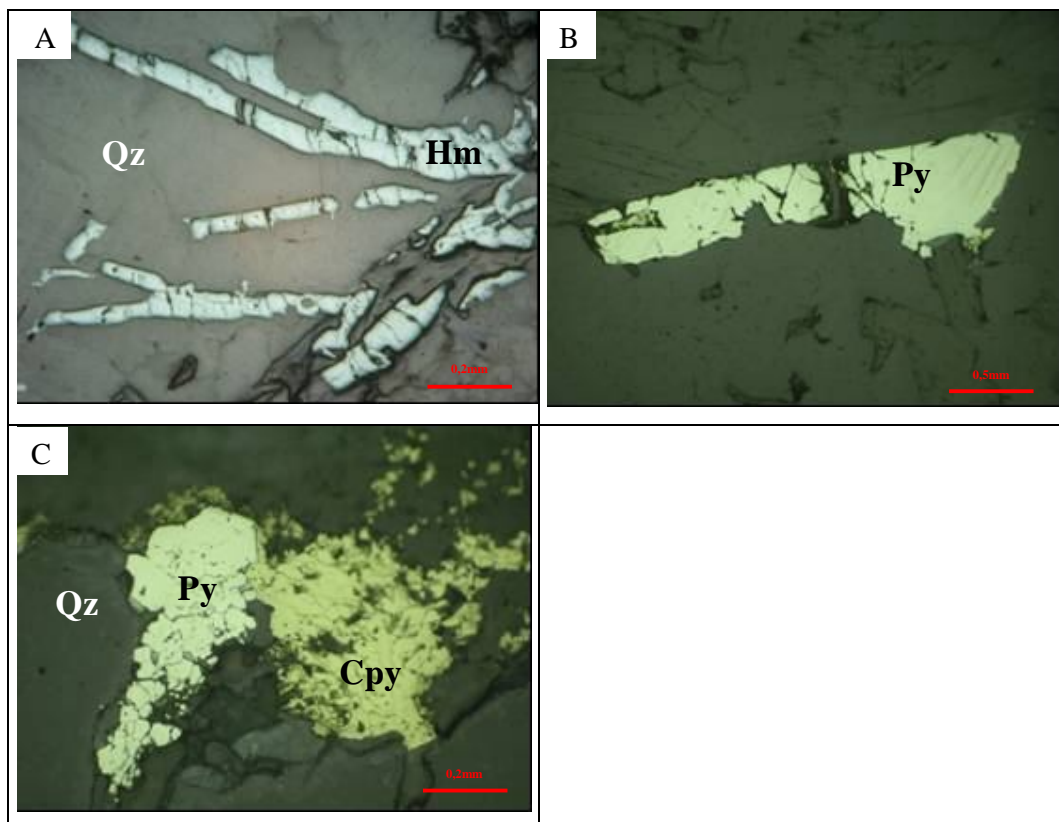
**Figura 20-** Fotomicrografias (NP) de minerais de minério nos xistos. A- Cristal anédrico de calcopirita (Cpy) com fraturas irregulares. B- Textura de exsolução de calcopirita (Cpy) em bornita (Bn). Observar calcopirita mais tardia cortando as lamelas. C- Quartzo (Qz) substituído parcialmente por cristais anédricos de pirita (Py) D- Cristal de calcopirita (Cpy) bordejado localmente por pirita (Py). E- Intercrescimento mirmequítico entre bornita (Bn) e calcocita (Cc) F- Detalhe da textura mirmequítica da figura anterior. G- Cristais de magnetita (Mag) e de sillimanita (Sill) intimamente associados. H- Cristal subédrico de hematita (Hm) apresentando lamelas de magnetita (Mag) em contato de equilíbrio com quartzo (Qz). I- Cristal de hematita (Hm) com maclamento polissintético incluído em quartzo (Qz). J- Ilhotas de quartzo (Qz) dentro de cristal anédrico de esfalerita (Esf), indicando a substituição do silicato pelo sulfeto.

## 7.2 ROCHAS RICAS EM QUARTZO E MUSCOVITA

Os principais minerais metálicos encontrados nestas rochas consistem de hematita, pirita e calcopirita.

A hematita apresenta cristais subédricos, finos e tabulares, os quais se encontram em fraturas de quartzo (Fig. 21A) e entre lamelas de clorita, geralmente associados às zonas mais alteradas.

Com cristais subédricos e euédricos, a pirita ocorre disseminada na rocha ou como inclusões nos cristais de quartzo (Fig. 21B). A calcopirita também ocorre como disseminações, em fraturas ou em planos de clivagem da biotita, e como substituição de quartzo juntamente com a calcopirita (Fig.21C).



**Figura 21** – Fotomicrografias (NP) de minerais de minério em rochas ricas em quartzo e muscovita. A- Cristais tabulares de hematita (Hm) em fraturas de quartzo (Qz). B- Cristal alongado de pirita (Py) contido em quartzo (Qz) e incipientemente substituído na borda por calcopirita (Cpy) C- Cristais anédricos de pirita (Py) e calcopirita (Cpy) em aparente substituição ao quartzo (Qz)

## 8 OS MINERAIS PESADOS DAS ROCHAS RICAS EM QUARTZO E MUSCOVITA

Nas amostras dessas rochas, oriundas do Alvo Villani e aqui descritas como pseudo-quartzitos, os únicos minerais com densidade maior que o bromofórmio ( $2,89 \text{ g/cm}^3$ ) encontrados foram calcopirita, pirita e hematita. Não foi observado nenhum mineral que normalmente constitui a suíte de fases acessórias das rochas sedimentares detríticas ou de seus equivalentes metamórficos.

Por outro lado, nos quartzitos da Formação Equador (Alvo Timbaúba de Cima), a fração de minerais pesados revelou cristais de zircão, muitos dos quais mostrando sinais de abrasão mecânica (Fig. 22) denunciando a natureza detrítica.



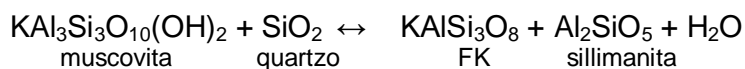
**Figura 22** - Fotografia de cristais de zircão extraídos de amostras de turmalina-muscovita quartzito (FMD 18/95,3)

## 9. INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

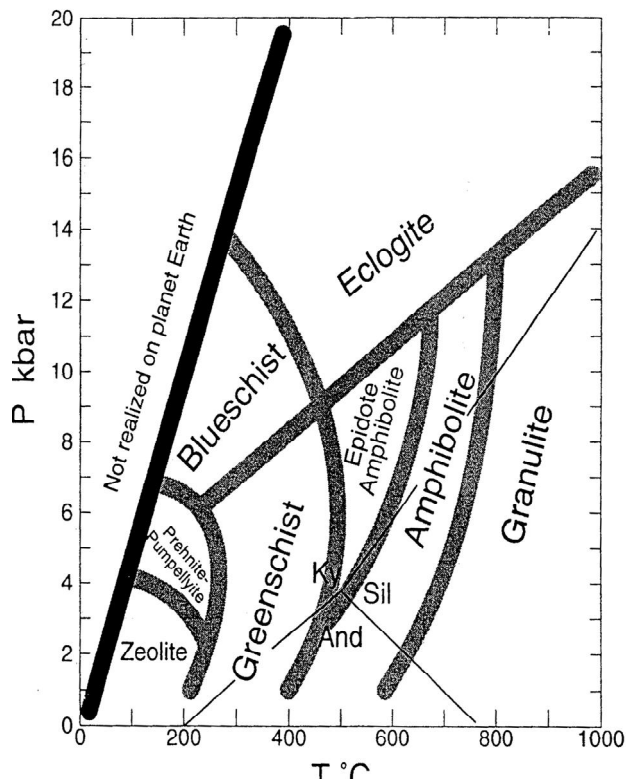
O metamorfismo na Faixa de Dobramentos Seridó alcançou a fácies anfibolito alto, localmente atingindo condições de P e T que permitiram anatexia das rochas (Jardim de Sá, 1994). Este autor estima intervalos de 4-6 kbar e de 550-650°C para as pressões e temperaturas reinantes durante o evento metamórfico regional (Fig. 24).

Nos alvos Villani e Timbaúba de Cima, foram reconhecidos xistos cujas paragêneses incluem quartzo, feldspato potássico, granada, biotita, hornblenda, turmalina e sillimanita. A ocorrência de sillimanita e granada sugerem protólitos muito possivelmente de rochas sedimentares pelíticas que foram submetidas a temperaturas de pelo menos 530°C. Grauvacas seriam protólitos mais apropriados para rochas que apresentam clastos recristalizados de feldspato potássico em equilíbrio com muscovita, casos em que certamente as condições metamórficas teriam sido mais amenas. E os xistos que contêm hornblenda com abundante biotita poderiam ter sido derivados de rochas pelíticas com algum cimento carbonático.

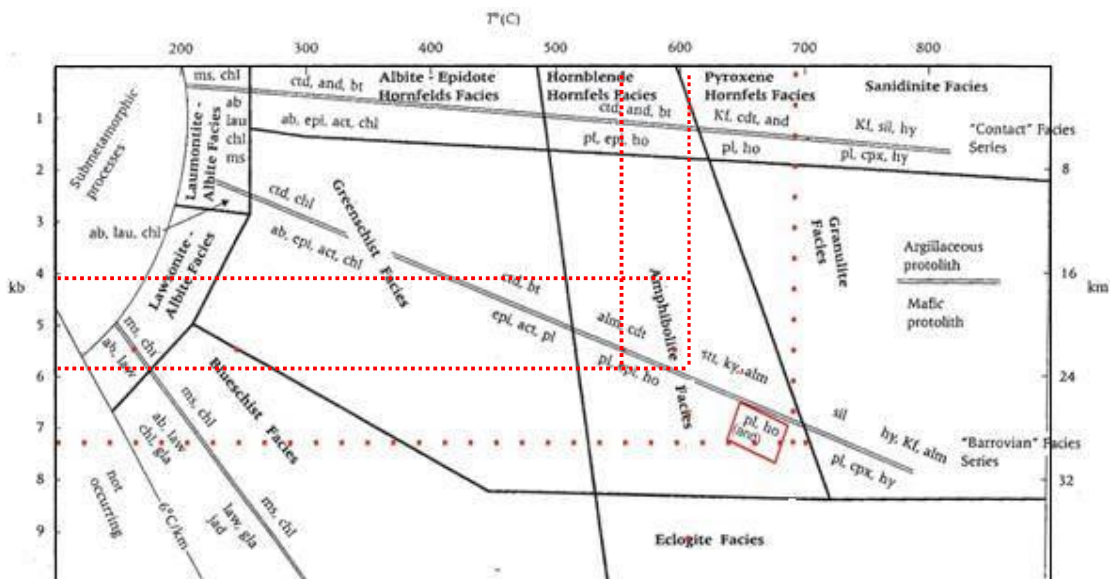
As várias associações observadas, em que figuram minerais índices como hornblenda e de sillimanita, permitem enquadrá-las na fácies anfibolito médio a alto (Fig. 23), confirmando estudos anteriores. O par hornblenda-plagioclásio, também presente, é diagnóstico desta fácies (Yardley, 2004), para o que ainda concorrem feições microestruturais como subgrãos de quartzo e poligonização de cristais de quartzo por denunciarem P e T elevadas. A isógrada da sillimanita passaria entre os pontos de localização dos furos FMD-20 e 21, ambos executados no alvo Villani e distantes cerca de 800 m um do outro, podendo a sillimanita ter sido formada via a reação



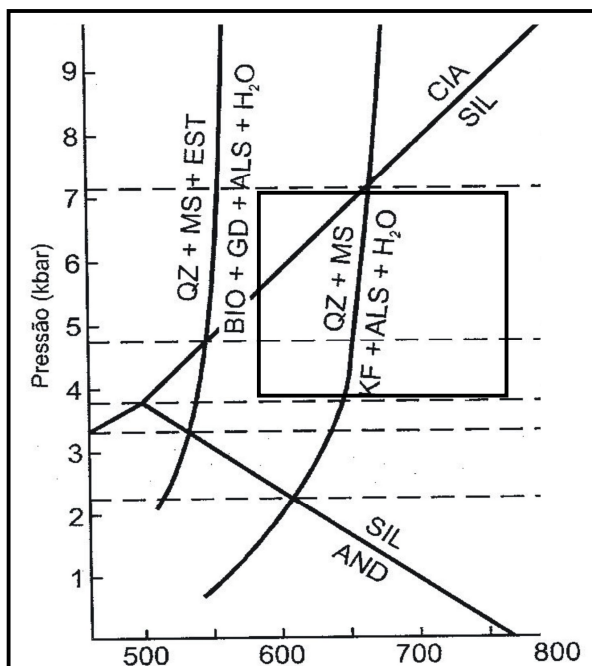
que está representada na figura 25 e marca a transição da fácies anfibolito média para a alta (Winkler, 1977)



**Figura 23** - Diagrama pressão x temperatura das principais fácies metamórficas. Fonte: Yardley (2004).



**Figura 24** - Campos de P e T definindo as fácies de vários tipos de metamorfismo. Em destaque no retângulo pontilhado vermelho o plagioclásio (pl) e a hornblenda (ho). Modificado de Turner (1968) in Winkler (1977).



**Figura 25** – Diagrama pressão x temperatura em que estão representados os campos de estabilidade dos polimorfos  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , e curvas de decomposição da muscovita em protólitos pelíticos.  $P=\text{PH}_2\text{O}$ . [Segundo Carmichael (1978) in Yardley *et al.* (2004)]. QZ= quartzo; MS=muscovita; EST=estauroлита; BIO=biotita; GD=granada; KF= K-feldspato; ALS= aluminossilicato; CIA=cianita; AND=andaluzita; SIL=sillimanita.

Os quartzitos, amostrados no alvo Timbaúba de Cima, resultaram do metamorfismo de arenitos impuros, daí a riqueza em muscovita e a presença de algum plagioclásio. A natureza sedimentar clástica do protólito é corroborada pelos grãos detríticos de zircão, embora haja formas bipiramidais parcialmente preservadas (Fig.22) a indicar provavelmente pouco transporte e proximidade da fonte. A forte orientação dos cristais prismáticos de turmalina sugere, por seu turno, que eles são pré-metamorfismo, porém formados por ação de fluidos hidrotermais relacionados a intrusões graníticas pré-tectônicas. Apesar de não conterem minerais índices, a posição estratigráfica desses quartzitos, que estão associados aos xistos dentro do Grupo Seridó, permite dizer que eles também foram submetidos a metamorfismo regional de fácies anfibolito, abaixo da linha da sillimanita, porém

sob T e P suficientemente altas para gerar microestruturas como subgrãos e poligonização de cristais de quartzo.

Os pseudo-quartzitos merecem considerações à parte. Primeiro, a composição mineralógica que mostra quartzo e muscovita, além de quantidades menores de microclina e, talvez, também de plagioclásio (a intensa sericitização pode tê-los mascarado por completo). Ademais, todos os minerais acessórios são sulfetos ou óxidos, não tendo sido observado nas lâminas petrográficas nem nas frações granulométricas nenhum dos chamados minerais pesados. Fossem essas rochas paraderivadas, era de se esperar que elas contivessem algum mineral detrítico pesado comum em rochas sedimentares clásticas, à semelhança do que foi observado nos quartzitos do alvo Timbaúba de Cima. Comparativamente a esses quartzitos, as rochas ricas em quartzo e muscovita do alvo Villani ainda apresentam, como principais diferenças, microclina em sua constituição e aspecto mais maciço, a despeito da leve orientação das placas de mica. Fica evidente, no entanto, que a falta de minerais detríticos pesados não constitui prova definitiva e sim forte evidência de que os pseudo-quartzitos não são de paraderivação.

Uma plausível alternativa para o protólito dos pseudo-quartzitos poderia ser a zona de alteração fílica que teria sido desenvolvida em granitóide alojado na sequência sedimentar Seridó. Fluidos aquosos quentes emanados do próprio corpo granitóide o alteraram hidrotermalmente gerando uma associação dominada por quartzo e muscovita que, mais tarde, veio a ser metamorfisada e transformada nos pseudo-quartzitos. Essa intrusão poderia estar geneticamente relacionada ao batólito Acari que, como já visto, registra em sua evolução fases pré, sin e pós-tectônicas, ou mesmo a outro corpo da Suíte Itaporanga.

Após o pico do metamorfismo, as rochas da área estudada experimentaram evento hidrotermal ligado muito provavelmente a intrusões ígneas pós-tectônicas ou a fluidos que percolaram zonas de cisalhamento de direção geral NE-SW. As rochas estudadas em ambos os alvos apresentam fraca a moderada alteração hidrotermal. Nos xistos, a cloritização foi o tipo mais significante, seguido da sericitização e carbonatação. Nas rochas ricas em muscovita e quartzo, a alteração hidrotermal predominante foi a sericitização, embora também estejam registradas evidências de cloritização e carbonatação.

A origem das mineralizações na Faixa Seridó, independente da idade de suas rochas hospedeiras, são creditadas a resultados de processos hidrotermais ligados às intrusões de granitóides em vários níveis crustais ocorridas no Neoproterozóico, segundo LEGRAND et al. (1993). As rochas hospedeiras das mineralizações sofreram importantes eventos deformacionais com participação de fluidos hidrotermais que provocaram transformações na mineralogia primária.

Em geral, os sulfetos e óxidos estão disseminados, e raramente acompanham os planos de foliação das rochas. A mineralização foi contemporânea com a alteração hidrotermal e, ao que tudo indica, deve estar ligada ao alojamento de granitos pós-tectônicos. Foram reconhecidos hematita, pirita, calcopirita, magnetita, esfalerita, calcocita e bornita. Num primeiro estágio, foram formados calcopirita e hematita e, em seguida, pirita e magnetita, que substituem, respectivamente, calcopirita e magnetita. Nem sempre a relação temporal entre os minerais de minério foi possível de ser estabelecida, de sorte que a definição de uma seqüência paragenética mais completa ficou prejudicada.

## 10. CONCLUSÕES

As rochas dos alvos Villani e Timbaúba de cima consistem de rochas metamórficas que abrangem xistos, quartzitos e pseudoquartzitos apresentando relações de contato concordantes e ao que tudo indica, submetidos a regimes deformacionais dúctil a rúptil e intensa a moderada atividade hidrotermal.

As rochas, em geral, sofreram metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto, nos xistos os prováveis protólitos foram rochas pelíticas, grauvacas e pelíticas com cimento carbonático. Os quartzitos do alvo Timbaúba provavelmente derivaram de arenitos impuros, pertencem ao grupo Seridó e as condições de metamorfismo também foi de fácies anfibolito. Os pseudoquartzitos foram denominados desta forma, pois provavelmente não possuem origem sedimentar e sim trata-se de uma zona de alteração fílica que teria sido desenvolvida em granitóide alojado na sequência sedimentar Seridó, onde fluidos aquosos quentes emanados do próprio corpo granitóide o alteraram hidrotermalmente que veio a ser metamorfisada e transformada nos pseudo-quartzitos.

As rochas dos alvos estudados experimentaram evento hidrotermal, nos xistos a cloritização domina seguido de sericitização e carbonatação. Enquanto que nas rochas ricas em quartzo e muscovita a sericitização foi dominante, mas observa-se cloritização e carbonatação.

As rochas hospedeiras das mineralizações sofreram importantes eventos deformacionais com participação de fluidos hidrotermais que provocaram transformações na mineralogia primária. Tendo sido o possível gerador das mineralizações de sulfetos e óxidos na área, minerais como calcopirita, pirita, hematita, magnetita, bornita, calcocita e esfalerita ocorrem disseminados e em planos de clivagem, tendo sido metamorfisados junto com as rochas hospedeiras no metamorfismo regional.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG. 1977.
- ARCHANJO, C.J.; BOUCHEZ, J. L. Le Seridó, une chaîne transpressive dextre au proterozoïque supérieur du Nordeste du Brésil, **Bull. Soc. Géol. France**, v. 162, n. 4, p. 637-647. 1991.
- ARTHAUD, M. H.; FUCK, R. A. A Colisão Brasileira no Ceará Central. In: XLIII Cong. Brasileiro de Geologia. In: CONG. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú. Anais. Aracajú: SBG, 2006. p. 22.
- BEURLEN, H. The mineral resources of the Borborema Province in Northeastern Brazil and its sedimentary cover: a review. **Jour. South Am. Earth Sci.**, v. 8, n. 3-4, p. 365-376. 1995.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. Origin of Sedimentary rocks. Local: Editor, 1972. Cap.8, part 3, p. 286-294. 1972.
- BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J. dos; Van SCHMUS, W.R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U.G. et al. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st international geological congress, 2001. 151-182p.
- BRITO NEVES, B. B. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino, 1975. 198f. **Doutorado-Inst. Geoc.** USP; São Paulo, 1975.
- BRITO NEVES, B. B. O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. 1983. 177f. Livre docência. **Inst. Geoc.** USP; São Paulo 1983
- CABY, R. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: DALLMEYER, R. D. (Ed.) **Terranes in the circum-Atlantic paleozoic orogens**. Athens: University of Georgia, 1989. p.145-158. (Geological Society of America Special Paper, 230).
- CABY, R. et al. Crustal evolution and Brazilian Orogeny in the Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D.; LÉCORCHÉ, J. P. (Eds.) **The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives**. Berlin: Springer-Verlag, 1991. p.373-397.
- DANTAS EL, VAN SCHMUS WR, HACKSPACHER PC, FETTER AH, BRITO NEVES BB, CORDANI U, NUTMAN AP, WILLIAMS IS (2004) The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research** 130:113–137

EBERT, H., 1969. **Geologia do alto Seridó**: Nota explicativa da Folha geológica de Currais Novos. Série Geol. (11), Divi. Geol. SUDENE.

FERREIRA, C. A., 1998. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caicó**. Folha SB.24-Z-B - Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 152p. il; + mapas.

GUILBERT, J. M., PARK JR, C. F., 1986. **The Geology of Ore Deposits**. Cap. 5. p. 180-184.

HACKSPACHER, P. C., 1990. Um Embasamento Transamazonico na Provincia Borborema. In: 36 CONGR. BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1990. NATAL. p. 0-0.

JARDIM DE SÁ, E. J. & SALIM, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Miner. Metal.** 80(421): 16-28.

JARDIM DE SÁ, E. F., 1984. Geologia da região do Seridó: reavaliação dos dados. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE 11, 1984, Natal. **Atas...** Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1984. 473p. il (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 9) p.278-296

JARDIM DE SÁ, E.F., 1994. A Faixa Seridó ( Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana-Pan-Africana. Instituto de Geociências, UnB, Brasília-DF, 803 p (tese de doutorado).

LEGRAND, J. M.; MELO Jr.; G.; ARCHANJO, C.J.; SOUZA, L.C.; NEVES MAIA, H. Mineralizações da Faixa Seridó: Um processo hidrotermal do fenômeno tecno-magmático brasileiro. In: Simpósio de Geologia d NE, 15, 1993, Natal: **Atas...** p.185-188.

LEGRAND, J. M.; DEUTSCH, S.; SOUZA, L. C., 1991. Datação U/Pb e granitogênese do maciço de Acari (RN). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, 1991, Recife. **Atas...** Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1991b. 383p. il. (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 12) p.172-174.

LI, R., LIB, S., JIN, F., WAN, Y., ZHANG, S., 2004. Provenance of Carboniferous sedimentary rocks in the northern margin of Dabie Mountains, centr l China and the tectonic significance: constraints from trace elements, mineral chemistry and SHRIMP dating of zircons. **Sed. Geol.** 166, 245-264.

LOWELL J.D. & GUILBERT J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in pophyry copper deposits. **Econ. Geol.** 65: 373-408

MARANHÃO R. et al. A jazida de scheelita de Brejuí-Serra Verde-Boca de lage Zangarellhas, Rio Grande do Norte. In: SCHOBENHAUS; C.; COELHO, C.E.S. **Principais depósitos Mineraiis do Brasil**, Brasília,DF: DNPM, v.2, p.393-407. 1986.

MEYER, C.; HEMLEY, J.J. Hydrothermal alteration. In: Barnes H.L. (ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 1<sup>st</sup> ed. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1967. p. 166-235

MORTON, A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (ed). Provenance of Arenites: 249-277.

MORTON, A.C.; CLAOUÉ-LONG, J.C.; BERGE, C. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Staffjord Formation, North Sea. **Journal of the Geol. Soc. London**, n. 153, p. 915-929. 1996.

MORTON, A.C.; WHITHAM, A.G.; FANNING, C.M. Provenance of Late Cretaceous Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. **Sed. Geol.**, n. 182, p. 3–28. 2005.

ROSE A.W.; BURT, D.M. Hydrothermal alteration. In: BARNES H.L. (ed.) **Geochemistry of hydrothermal ore deposits**. 2<sup>nd</sup> ed. New York: John Wiley & sons, 1979. p. 173-235.

SOUZA, L.C. de; SILVA, W. L.; LEGRAND, J. M. Zoneamento metamórfico provocado pelo maciço granítico de Acari-RN: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 1991, Recife. . **Atas...** Recife: SBG, 1991. Boletim 12, p. 232-235.

SOUZA NETO, J. A., LEGRAND, J. M., VOLFINGER, M., PASCAL, M., SONNET, P., 2008. W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. **Miner Deposita** 43: p. 185–205

STEMPROK M., 1987. Greisenization: a review. *Geologische Rundschau* 76: 169-175p.

TRINDADE, I. R. da .2000. Estudo geoquímico e geocronológico Rb-Sr e Sm- Nd em zonas de cisalhamento mineralizadas em ouro e suas relações com as rochas encaixantes e geocronologia Sm-Nd em mineralização de scheelita na Faixa Seridó. Instituto de Geociências, UFRN, 133p. (dissertação de mestrado).

VAN SCHMUS, W. R. et al. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence ( $T_{DM}$ ) ages. **Precambrian Research** 127, p. 287-327

WINKLER, B.J., 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Ed. Springer. Berlim.

YARDLEY, B. W. D., 2004. *Introdução à Petrologia Metamórfica*. Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. 2<sup>a</sup> ed. **Revista. Ed.UNB**, 434 p.