



**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO COMPLEXO VILA NOVA, NA
REGIÃO DE CUIXÍ, PORTO GRANDE- AP**

Porto Alegre, 2013

ITIANA BORGES HOFFMANN

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO COMPLEXO VILA NOVA NA REGIÃO
DE CUIXÍ, PORTO GRANDE-AP**

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

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Supervisor: Geól. Msc. Cristiano Borguetti

Porto Alegre, 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Hoffmann, Itiana Borges

Caracterização petrográfica do Complexo Vila Nova, na Região de Cupixi Porto Grande - AP . / Itiana Borges Hoffmann. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.

[75 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Ruy Paulo Philipp

1.Complexo Vila Nova.2.Província Maroni-Itacaiúnas.3.Petrografia.4.LA-ICP-MS.I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

Dedicatória

Dedico este trabalho ao meu
idolatrado primo Italo e às milhares de
inventionices que criamos juntos, entre
rãs quase amestradas e seqüestros
relâmpagos de papais-noéis.

Que tenhas virado céu, rio e
terra...

Te amo

RESUMO

A área de estudo está localizada na região de Cupixi, na porção central do Estado do Amapá e está inserida no contexto geológico da Província Maroni-Itacaiúnas. As rochas expostas nessa região constituem associações metamórficas e plutônicas do embasamento arqueano, bem como granitóides paleoproterozóicos e seqüências metavulcanossedimentares correlacionadas ao Complexo Vila Nova. Na área de estudo, denominada Cupixi, na qual situa-se o Cinturão da Serra do Navio, o Complexo Vila Nova inclui rochas metassedimentares (metaconglomerados, quartzitos e xistos pelíticos), químicas (formação ferrífera), além de metamafitos e metaultramafitos. A análise estrutural indica que a deformação principal nestas rochas, marcada pela foliação S_1 e S_2 foi originada a partir de movimentos de cavalgamento e transcorrência. Em análise de microescala, foram reconhecidos dois eventos de metamorfismo e dois deformacionais. Os estágios D_1 e D_2 , representadas pela orientação mineralógica (S_1), por vezes constituindo dobras intrafoliais, e pela clivagem de crenulação (S_2) respectivamente, podem ser associadas aos eventos deformacionais D_1 e D_2 . Durante estes eventos é atingido o pico metamórfico na região (MO), marcado pela paragênese mineral nos metamafitos $Grt+Hb+Bt$, estável em condições de pressão intermediária, entre 4 e 6 kbares e temperatura em torno de 550 a 600 °C. A paragênese mineral $Di+Hb+Pl$, também encontrada nos metamafitos sugere que a temperatura alcançou 650°C. A S_3 , evidenciada pela clivagem de fratura, no plano axial das dobras, está relacionada ao retrometamorfismo em fácies xisto verde superior com paragênese definida por $Cl+Ep+Bt$. Algumas rochas apresentam efeitos termais (MC) superimpostos aos de metamorfismo orogênico em decorrência da intrusão de magmas graníticos indiferenciados encontrados em furos de sondagens. Estas são caracterizadas pela textura decussada e paragênese $Di+Hbl+Tr$ ou $Hb+Pl$ que indicam temperatura em torno de 500°C a 600°C. A datação pelo método U/Pb, em zircões de um metamafito obteve idade de 2.17 ± 47 Ga., sugerindo que esta sequência metavulcanossedimentar esteja relacionada a um evento de fechamento oceânico de idade eo-riaciana, registrada em outras porções na Província Maroni-Itacaiúnas.

Palavras-Chave: Complexo Vila Nova, Província Maroni-Itacaiúnas, Petrografia, LA-ICP-MS.

ABSTRACT

The study area is located in the region of Cupixi, in the central portion of the state of Amapá and is inserted into the geological context of the Province Maroni-Itacaiúnas. The exposed rocks in this region are metamorphic and plutonic associations of Archean basement and Paleoproterozoic granitoids and metavolcanosedimentary sequences correlated to Vila Nova Complex. In the study area, called Cupixi, which is part of Serra do Navio Belt, Vila Nova Complex includes metasedimentary rocks (metaconglomerates, quartzites and pelitic schists), chemical (iron formation), and also metamafic and metaultramafic rocks. Structural analysis indicates that the main deformation in these rocks, marked by foliation S_1 and S_2 is originated from thrust and transcurrent processes. In microscale analysis, three events of metamorphism and two stages of deformation have been recognized. D_1 and D_2 stages, represented by the mineralogical orientation (S_1), which sometimes is folded constituting intrafolial folds, and the cleavage crenulation (S_2), respectively, may be related to deformation events D_1 and D_2 . During these stages metamorphic peak is reached in the region (MO), shown by the mineral paragenesis in metamafic rocks, $Grt+Hb+Bio$, stable at intermediate pressure, between 4 to 6 kbars and temperatures around 550-600 °C conditions. The mineral paragenesis $Di+Pl+Hb$, also found in metamafitos suggests that the temperature may have reached 650 °C. The S_3 , evidenced by cleavage fracture in the axial plane of the folds is related to the retrometamorphism under upper greenschist facies defined by the paragenesis $Cl + Bt + Ep$. Some rocks have thermal effects superimposed to the regional metamorphism due to the intrusion of undifferentiated granitic magmas. These rocks are characterized by decussate fabrics and paragenesis $Tr+Hbl+Pl$ and $Hb+Plag+Di$, that indicate temperature around 500°C to 600°C. The geochronological date based on U/Pb method on metamafic zircons obtained age 2.17 ± 47 Ga, suggesting that this metavolcanosedimentary sequence is related to an eo-riacian event of oceanic closing recorded in other regions of the Maroni-Itacaiúnas Province.

Key words: Vila Nova Complex, Maroni-Itacaiúnas Province, Petrography, LA-ICP-MS.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. <i>Localização da área de estudo, principais vias e acessos.</i>	13
Figura 2. <i>Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, modificada de Tassinari & Macambira (2004).</i>	19
Figura 3. <i>Modelo de evolução geodinâmica proposto por Vanderhaeghe et al. (1998) para os terrenos paleoproterozóicos da Guiana Francesa.</i>	22
Figura 4 - <i>Mapa do sudeste do Escudo das Guianas mostrando os domínios tectônicos geocronológicos paleoproterozóicos e arqueanos. Modificado de Rosa-Costa et al. (2012)</i>	24
Figura 5. <i>Geologia da área de estudo. Em destaque, as áreas com pontos amostrados para petrografia, Anastácio, Vila Nova e Nova Canaã. Legenda: Rosa = Complexo Tumucumaque, Azul = Complexo Bacuri, Verde Claro = Gabros, Complexo Vila Nova: Verde Escuro= metamafitos e metasedimentos intercalados, Amarelo = quartzitos e metaconglomerados.</i>	29
Figura 6. <i>Região de Vila Nova. As amostragens para petrografia foram realizadas nos furos de sondagem em destaque, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.</i>	30
Figura 7 <i>Região de Nova Canaã. As amostragens para petrografia foram realizadas na etapa de mapeamento geológico, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.</i>	31
Figura 8. <i>Região de Anastácio. As amostragens para petrografia foram realizadas na etapa de mapeamento, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.</i>	32
Figura 9. <i>Estereograma de densidade dos pólos da foliação regional do Complexo Vila Nova n= 85.</i>	33
Figura 10. <i>Estereograma de densidade da lineação mineral do Complexo Vila Nova, número da dados= 55.</i>	34
Figura 11. <i>Estereograma de densidade da lineação de estiramento do Complexo Vila Nova, número da dados= 32.</i>	34
Figura 12. A) <i>Aspecto geral do afloramento de anfibólito (ponto CB-19). B) Amostra de anfibólito (ponto CB-12). C) Amostra de tremolita xisto (furo VGN-26). D) Amostra de anfibólito xisto (furo VGN-18). E) Afloramento de metaconglomerado milonítico (ponto CB-06); F) Afloramento de metaconglomerado (ponto CB-04). G) Afloramento de metapelito (ponto CB-20). H) Afloramento de quartzito com fuchsite marcando a estratificação acanalada de pequeno porte.</i>	36
Figura 13. <i>Fotomicrografias dos anfibólitos. A) Lâmina VGN-45- textura blastoamigdaloidal caracterizada por quartzo. (B) Lâmina VGN 15. Bandamento composicional evidenciado pelos níveis de plagioclásio e níveis compostos por hornblenda. C) Lâmina PIA-12- retrometamorfismo evidenciado pela cloritização da hornblenda. D) Lâmina CB-19 – Transformação de hornblenda em diopsídio. E) Lâmina VGN15- Porfiroblasto de hornblenda sin-tectônica a foliação principal. F) Lâmina VGN-35- S₂ em ângulo com a foliação principal.</i>	40
Figura 14. <i>Fotomicrografias de anfibólito-xisto a luz natural e luz polarizada (Lâmina VGN-18). A)Zonação composicional, gerando núcleo de tremolita e borda de honblenda, no centro da foto observa-se clinocloro.B) Textura nematoblástica grossa, mostrando a zonação característica.</i>	42
Figura 15. <i>Fotomicrografias de cornubianitos máficos. A)Lâmina CB-08 – Hornblenda e plagioclásio marcando a textura decussada média. B) Lâmina VGN-51 – Textura decussada média formada por hornblenda e diopsídio. Carbonatação observada próximo a fratura. C) e D) Lâmina VGN-12 a luz natural e luz polarizada: textura poiquiloblástica formada por diopsídio com inclusões de hornblenda.</i>	44

- Figura 16. *Fotomicrografias de Metaultramafito. Fotomicrografias da lâmina VGN-26. A). Observa-se a textura granoblástica interlobada a poligonal composta por fragmentos de veios de quartzo. B) Textura reliquiar identificada por fragmento de plagioclásio de origem ígnea. C) e D) S_2 - Clivagem de crenulação espaçada com desenvolvimento de dobras intrafoliais.45*
- Figura 17. *Fotomicrografias da lâmina PIA-06. (A) e (B) S_0 evidenciado pelo bandamento composicional: níveis com biotita e cordierita e níveis com quartzo, a luz natural e luz polarizada respectivamente. (C) Porfiroblasto de granada sintectônico em relação a foliação principal; (D) Foliação S_1 marcada pelo dobramento da textura lepidoblástica.47*
- Figura 18. *(A) Fotomicrografias da lâmina CB-07. Metaconglomerado milonítico. Observam-se as trilhas formadas por epidoto, marcando a S_0 , e o estiramento dos grãos de quartzo S_2 . B) Fotomicrografias da lâmina CB-010. Quartzito milonítico, caracterizado pela textura granoblástica interlobada. Observa-se o forte estiramento dos grãos de quartzo constituindo a foliação S_248*
- Figura 19. *Diagrama concórdia da amostra CB-19.51*
- Figura 20. *Grade petrogenética para metabasitos Nos campos destacados em azul, as condições de metamorfismo indicadas pela paragênese Granada + Hornblenda + Biotita (Diopsídio). Modificada de Bucher & Grapes (2011).54*

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição modal das amostras laminadas.	37
Tabela 2. <i>Relação entre as principais microestruturas e eventos metamórficos observados. Legenda: Eventos de Metamorfismo: MO = metamorfismo orogênico, MC = metamorfismo de contato; Foliações: S1 = xistosidade, S2 = clivagem de crenulação, S3: clivagem de fratura; Minerais: Hb = hornblenda, Pl = plagioclásio, Grt = granada, Di = diopsídio, Clo = clorita, Ser = sericita, Ep = Epidoto, Trem = tremolita, Bio = biotita, Cord = cordierita, Qzo = quartzo, Mgt = magnetita, Fct = fuchsite.</i>	50

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	12
1.1	Localização da Área de Estudo.....	13
2.	METODOLOGIA.....	14
2.1	Revisão Bibliográfica.....	14
2.2	Tratamento dos Dados de Campo.....	15
2.3	Análise Petrográfica.....	15
	Preparação das amostras.....	15
	Descrição Petrográfica.....	16
2.4	Geocronologia pelo método U/Pb.....	16
3.	CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO.....	18
3.1	Introdução.....	18
3.2	Compartimentação Tectônica.....	22
3.3	Principais Unidades Litoestratigráficas do Domínio Central Arqueano (Bloco Amapá).....	25
	Complexo Tumucumaque.....	25
	Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri.....	26
	Complexo Metavulcanossedimentar Vila Nova.....	26
4.	RESULTADOS.....	28
4.1	Geologia da Área Estudada.....	28
4.2	Geologia Estrutural da Área.....	33
4.3	Petrografia.....	35
	Metamafitos.....	38
	Cornubianitos Máficos.....	42
	Metaultramafitos.....	44
	Metassedimentos.....	46
	Metamorfismo e Deformação.....	49
4.4	Geocronologia.....	50
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÕES.....	52
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56
7.	ANEXOS.....	60

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho abrange a caracterização petrográfica e geocronológica das unidades metavulcanossedimentares pertencentes ao Complexo Vila Nova, na região de Cupixi, no Amapá.

Apesar da importância do Complexo Vila Nova para compreensão geológica e evolutiva da região há uma reconhecida escassez de trabalhos publicados. Além disto, o Complexo Vila Nova não configura um corpo homogêneo, mas constitui diversos corpos alongados e separados por largas faixas do embasamento. Assim, trabalhos realizados em outros cinturões não necessariamente ilustram os eventos de formação, metamorfismo e deformação registrados na área de estudo.

Para um melhor entendimento da área, foram realizados estudos de petrografia, visando o reconhecimento dos principais litotipos encontrados, bem como as paragêneses minerais, texturas e microestruturas. A datação absoluta em uma amostra de rocha metavulcânica obtida através do método U/Pb em zircão por LA-ICP-MS, foi analisada e correlacionada com os dados disponíveis na literatura referentes às sequências metavulcanossedimentares, localizadas em outras porções da Província Maroni-Itacaiúnas.

O objetivo do trabalho consiste no reconhecimento das litologias que integram o Complexo Vila Nova na região de Cupixi, das condições e tipos de metamorfismo atuantes e na obtenção da idade absoluta de deposição da sequência. A integração destes dados constitui uma ferramenta útil para o entendimento dos processos de formação e evolução destas rochas, a fim de contribuir para o entendimento do significado geotectônico do Complexo Vila Nova.

1.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo fica localizada no extremo norte do Brasil, na porção centro-sul do Estado do Amapá, nos municípios de Mazagão e Porto Grande, cortada pelo rio Vila Nova, em seu médio-alto curso. A área está inserida entre os paralelos 0°19'00" e 0°32'00" de latitude norte e os meridianos 51°55'00" e 51°20'00" de longitude oeste (Figura 01).

Essa área situa-se na região da chamada Serra do Navio, cujas rochas apresentam direções estruturais regionais NW-SE. A região é coberta por floresta tropical densa, e integra os *planaltos residuais do Amapá* (Boaventura & Narita, 1974), os quais consistem em um conjunto de cristas e picos, com altitudes variando de 400 a 500m.

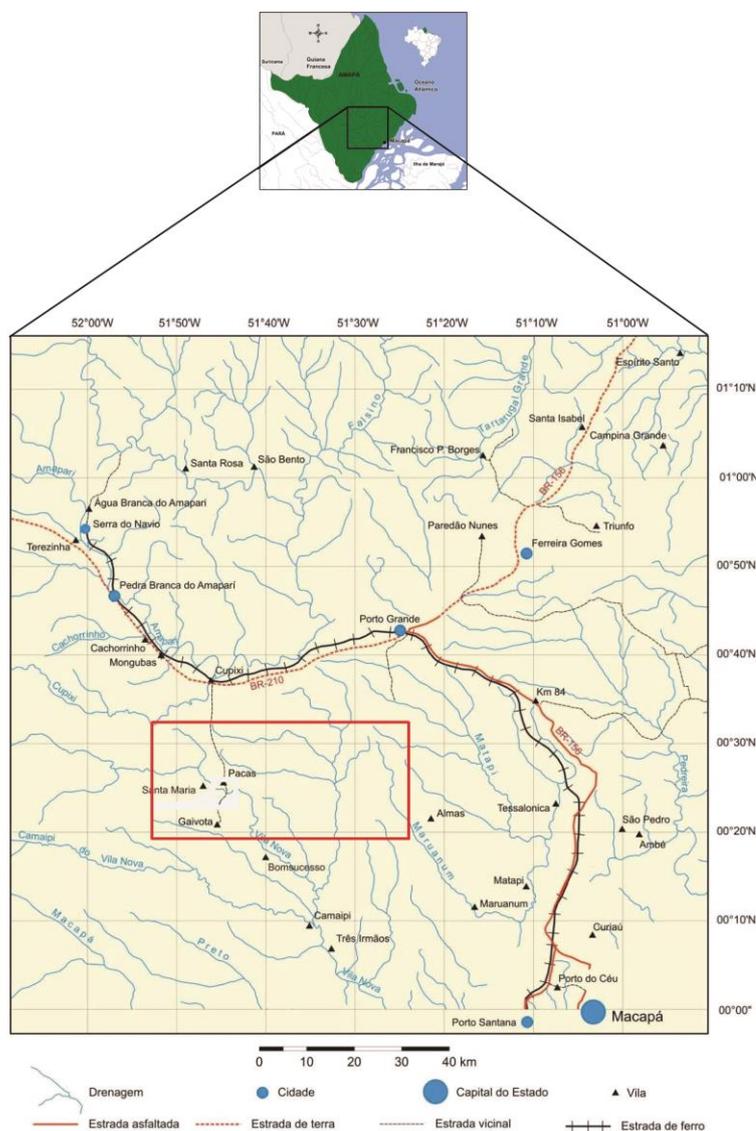


Figura 1. Localização da área de estudo, principais vias e acessos.

2. METODOLOGIA

Inicialmente estava prevista uma etapa de campo, porém devido a fatores externos, não foi possível realizar viagem. Desta forma, a amostragem para confecção de lâminas petrográficas e geocronologia, coleta de dados estruturais, bem como as aquisições de informações de ordem estratigráfica, foram realizadas pelo geólogo Cristiano Borghetti, associada ao desenvolvimento de sua tese de doutorado junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul). Assim, o trabalho visou uma abordagem integrada dos dados de campo, com os aspectos petrográficos e isotópicos, procurando estabelecer correlação com as informações levantadas durante a revisão bibliográfica.

A metodologia será abordada nos seguintes tópicos: revisão bibliográfica, tratamento dos dados de campo, petrografia e geocronologia pelo método U/Pb.

2.1 Revisão Bibliográfica

Durante o Projeto Temático I, II e III, foi realizada uma análise bibliográfica detalhada sobre a geologia da área e a seleção dos trabalhos considerados fundamentais para discussão e desenvolvimento deste projeto.

A análise bibliográfica consistiu na revisão de artigos científicos, dissertações, livros, mapas e teses realizados anteriormente na área estudada, com o objetivo de obter embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e geologia da região.

2.2 Tratamento dos Dados de Campo

Os dados estruturais foram agrupados em arquivos de dados para a confecção de estereogramas no software *Stereonet*. Após iniciaram-se as discussões das principais estruturas encontradas sob supervisão do orientador. As relações estratigráficas com o embasamento, bem como as relações de intrusão e demais características particulares de cada unidade encontrada também foram abordadas. Os mapas da geologia local foram confeccionados no software Arcmap, pelo supervisor Cristiano Borguetti, com base no mapeamento da área de estudo e imagens de aerogeofísica disponibilizadas pela empresa de mineração Amapari Ltda.

2.3 Análise Petrográfica

De posse das informações de campo, iniciaram-se a seleção das amostras mais representativas para confecção de lâminas petrográficas. Ao total, foram confeccionadas 16 lâminas, junto ao laboratório de preparação de amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências da UFRGS.

Preparação das amostras

A preparação das amostras para petrografia consiste nas etapas de corte, laminação e polimento. Os procedimentos para a confecção das lâminas delgadas estão descritos a seguir:

(a) corte na amostra de rocha, na serra circular motorizada com disco de corte diamantado, em fatias com aproximadamente 2cm de espessura; (b) corte na forma de tabletes, numa serra menor, com o formato das lâminas delgadas; (c) polimento de uma das superfícies do tablete; (d) colagem de uma lâmina de vidro na superfície polida anteriormente; (e) secagem (da cola) do tablete com a lâmina de vidro em estufa, permanecendo ali durante 24 horas; (f) desbaste do tablete com a lâmina de vidro nas serras menores para a retirada de quantidades desnecessárias de rocha; (g) desbaste final do tablete com a lâmina de vidro numa serra de corte mais preciso; (h) lixamento da lâmina numa série de lixas com distintos potenciais abrasivos (de 120 a 4000 grana) e (i) acabamento final com polimento numa politriz, onde o abrasivo é composto por alumina e com 100 rotações por minuto, durante aproximadamente 5 minutos, até que a lâmina atinja a espessura de até 0,03mm.

Descrição Petrográfica

Após a obtenção das lâminas delgadas realizou-se a etapa de caracterização petrográfica das amostras, através da utilização de um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Meiji (Fig. 15) pertencente ao DEMIPE (Departamento de Mineralogia e Petrologia) do IGEO – UFRGS. A sistemática de descrição petrográfica procedeu da seguinte forma:

- Identificação das assembleias e paragêneses minerais;
- Descrição dos seguintes aspectos de cada mineral: cor, granulometria, forma dos minerais, grau de euedria, relações de inclusão e intercrescimentos, deformação;
 - Análise modal semi-quantitativa por visada com auxílio de folha padrão;
 - Reconhecimento das texturas reliquiares e metamórficas;
 - Identificação das microestruturas e relação entre elas;
 - Definição das condições P-T de metamorfismo, com base nos minerais em equilíbrio;
- Interpretação e relação com fases de deformação identificadas em macroescala.

As microestruturas e microtexturas consideradas mais representativas foram fotografadas em um microscópio óptico da marca Olympus modelo BX-40, disponível na SUREG (Superintendência Regional) da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) de Porto Alegre.

2.4 Geocronologia pelo método U/Pb

No presente trabalho, com o objetivo de posicionar o Complexo Vila Nova no contexto geotectônico da Província Maroni-Itacaiúnas, foi utilizado o método U/Pb por meio da técnica LA-ICP-MS.

Zircões provenientes de metamafitos da área de Vila Nova (setor central da figura 5) foram selecionados para o estudo geocronológico. Após a seleção do material, teve início a etapa de britagem e pulverização abaixo de 80 *mesh*, e a concentração de minerais pesados em bateia. Estas etapas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

Para a datação radiométrica de zircões *in situ*, necessita-se de imageamento prévio de alta magnificação e resolução (aumento de 5 a 250.000 vezes) do grão a ser analisado através de um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), que se encontra disponível no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGC – USP. O MEV é da marca LEO 440I e opera em uma tensão de 0,1 a 30 Kv. As Imagens obtidas através da catodo luminiscência são fundamentais para a visualização da estrutura interna dos cristais de zircão e para a seleção da área analisada.

Após a análise e identificação dos zircões, utiliza-se o *Laser Ablation* (LA) para a evaporação da amostra e posterior condução até o ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). O vapor resultante é ionizado, acelerado e, através da deflexão diferencial dos íons em um campo magnético, é coletado em detectores que medem as diferentes razões massa/carga.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOTECTÔNICO

3.1 Introdução

A área de estudo está localizada na porção nordeste do Cráton Amazônico e muito próxima do núcleo mais antigo desta unidade. Cordani *et al.* (1979) com base especialmente em dados geocronológicos, dividiu o Cráton Amazônico em quatro províncias. Esta proposta precursora vem sofrendo modificações na medida em que avança o conhecimento geológico e geocronológico em segmentos do cráton (ex. Cordani & Brito Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari 1996, Sato & Tassinari 1997, Cordani & Sato 1999, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari *et al.* 2000 e Tassinari & Macambira 2004). Desta forma, foram individualizadas as províncias Amazônia Central (> 2,5 Ga), que compreende os núcleos arqueanos Carajás e Iricoumé, e as províncias paleo e mesoproterozóicas denominadas Maroni-Itacaiúnas (2,2 – 1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9 – 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga) (Figura 2).

Do ponto de vista geotectônico, a porção nordeste do Cráton Amazônico, também denominada como sudeste do Escudo das Guianas insere-se em um modelo de evolução do Cráton Amazônico que envolve um extenso núcleo de crosta continental antiga preservada e estabilizada desde o Arqueano circundado pelas faixas móveis Paleo a Mesoproterozóicas (Cordani *et al.* 1979, Cordani & Neves 1982, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 2000, Tassinari & Macambira 2004).

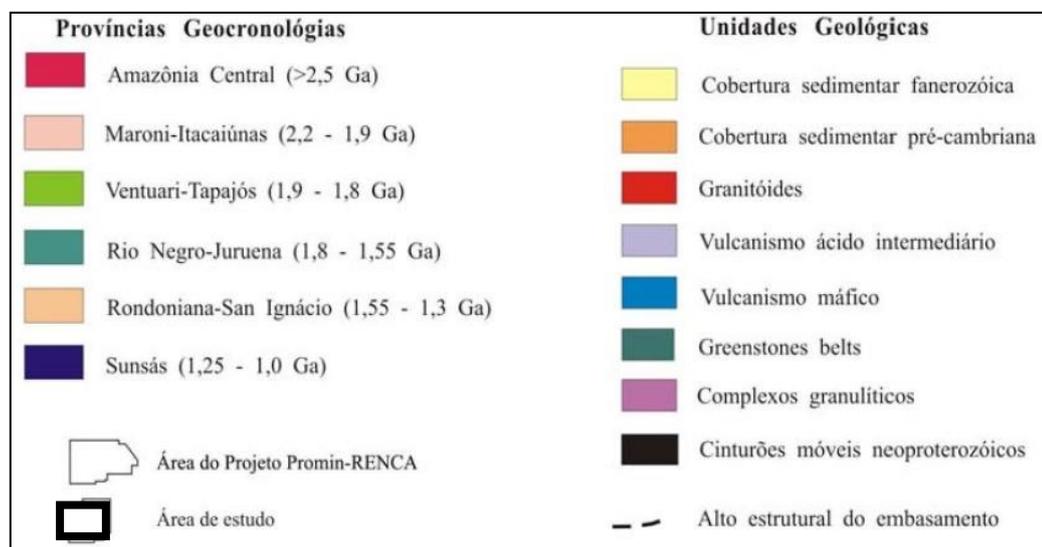
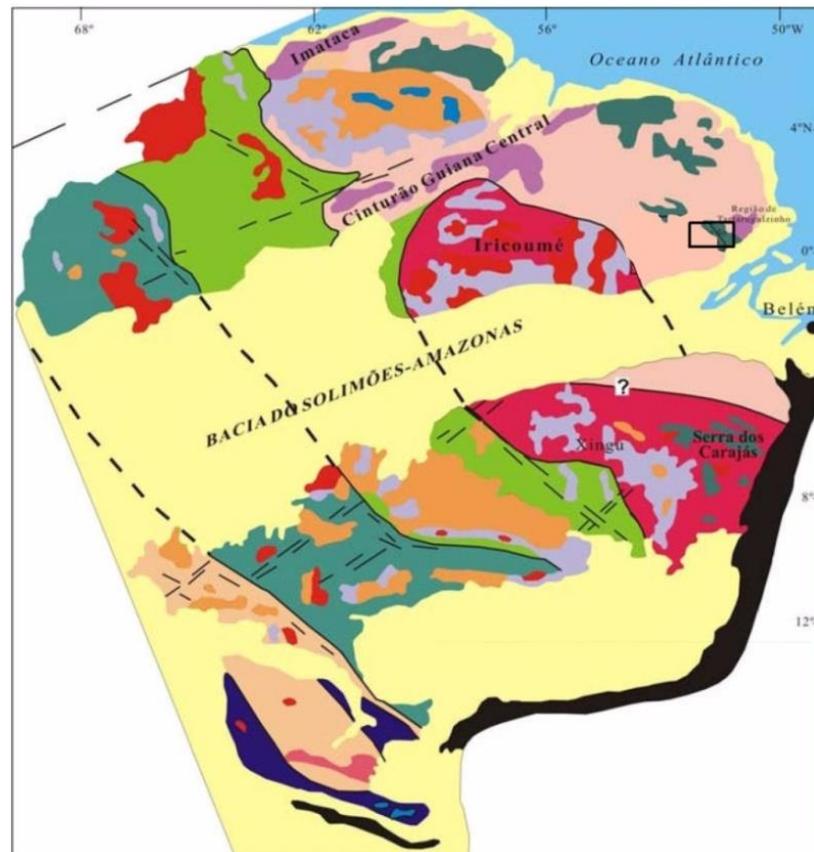


Figura 2. Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, modificada de Tassinari & Macambira (2004).

A Província Maroni-Itacaiúnas é definida como uma expressiva faixa móvel paleoproterozóica (2,2 – 1,9 Ga), situada ao entorno da região norte-nordeste do Cráton Amazônico. Esta faixa estende-se desde o norte do Escudo Brasil Central e prolonga-se a leste e a norte do Escudo das Guianas, recobrando os estados do Amapá e Pará no Brasil, e os países fronteiriços a norte, Guiana Francesa, Suriname, Guiana e leste da Venezuela. Esta faixa móvel é constituída por greenstone belts e complexos de ortognaissee e granitóides que circundam a porção norte do núcleo mais antigo do Cráton Amazônico, a denominada Província Amazônia Central (Tassinari e Macambira, 2004).

As rochas supracrustais são representadas pelo Complexo Vila Nova, e formam cinturões orientados na direção NW-SE, os quais são separados por largas faixas de rochas do embasamento. Estes cinturões recebem nomes regionais, sendo os de maior expressão – Serra do Navio, Ipitinga, Tumucumaque e Lombarda, e em outros de menor extensão – Oiapoque e Tartarugalzinho.

Vanderhaeghe *et al.* (1998) propuseram um modelo evolutivo para as rochas da Guiana Francesa durante o ciclo Transamazônico (Riáciano), que pode ser estendido também para as regiões adjacentes (Delor *et al.*, 2003; Avelar *et al.*, 2003) (Figura 3). De acordo com estes autores, a evolução desta província desenvolveu-se a partir da abertura de um proto-oceano durante o Eo-riáciano (2,26 – 2,0 Ga) e consequente formação de crosta oceânica juvenil. Os registros deste estágio na Guiana Francesa são encontrados nas ocorrências de gabros e trondhjemitos com idades de cristalização em torno de 2,22-2,21 Ga, os quais possuem afinidade toleítica e foram gerados em um contexto de rifteamento, além das sequencias metavulcanossedimentares correlacionadas ao Complexo Vila Nova, com idade de 2,26 Ga, conforme idade isocrônica Sm-Nd obtida em rochas metavulcânicas de composição toleítica pertencentes à seqüência supracrustal da Serra do Ipitinga (McReath & Faraco 1997).

No Mesoriáciano (2,18 a 2,13 Ga) prevaleceram movimentos convergentes, gerando subducção e acreção crustal. Caracterizam esta fase, magmas cálcio-alcalinos e seqüências metavulcano-sedimentares em sistemas de arcos de ilhas, originados sobre uma zona de subducção entre placas litosféricas oceânicas, durante o início da convergência entre os blocos continentais arqueanos. Neste estágio ocorreram dois pulsos de magmatismo tipo TTG, entre 2,18-2,16 Ga e entre 2,15- 2,13 Ga.

Durante o Neo-Riaciano D₁ (2,10 a 2,06) ocorreram processos de colisão crustal e retrabalhamento do embasamento (Vanderhaegue *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a). Com o fechamento da bacia de arco e evolução para movimentos sinistrais, produziram-se magmas graníticos e bacias preenchidas com detritos a cerca de 2,10. O posicionamento de leucogranitos ocorreu no final do movimento transcorrente, no intervalo de 2,08 a 2,06 Ga.

O Estágio Neo-Riaciano D2a (2,11 – 2,08 Ga) – representa o final da fase convergente D1 e o início de um regime predominantemente transcorrente com cinemática sinistral, acompanhado de fusões locais (migmatização) dos granitóides tipo TTG. Simultaneamente, ocorreram processos de retrabalhamento crustal e sedimentação de bacias *pull-apart*, como sugerido por Vanderhaeghe *et al.* (1998).

O Estágio Neo-Riaciano D2b (2,07 – 2,06 Ga), é marcado pelo adelgaçamento crustal e posicionamento de granitos metaluminosos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Neste estágio, os sedimentos depositados nas bacias *pull-apart* foram metamorfizados em baixo grau, seguindo uma trajetória P-T anti-horária (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a).

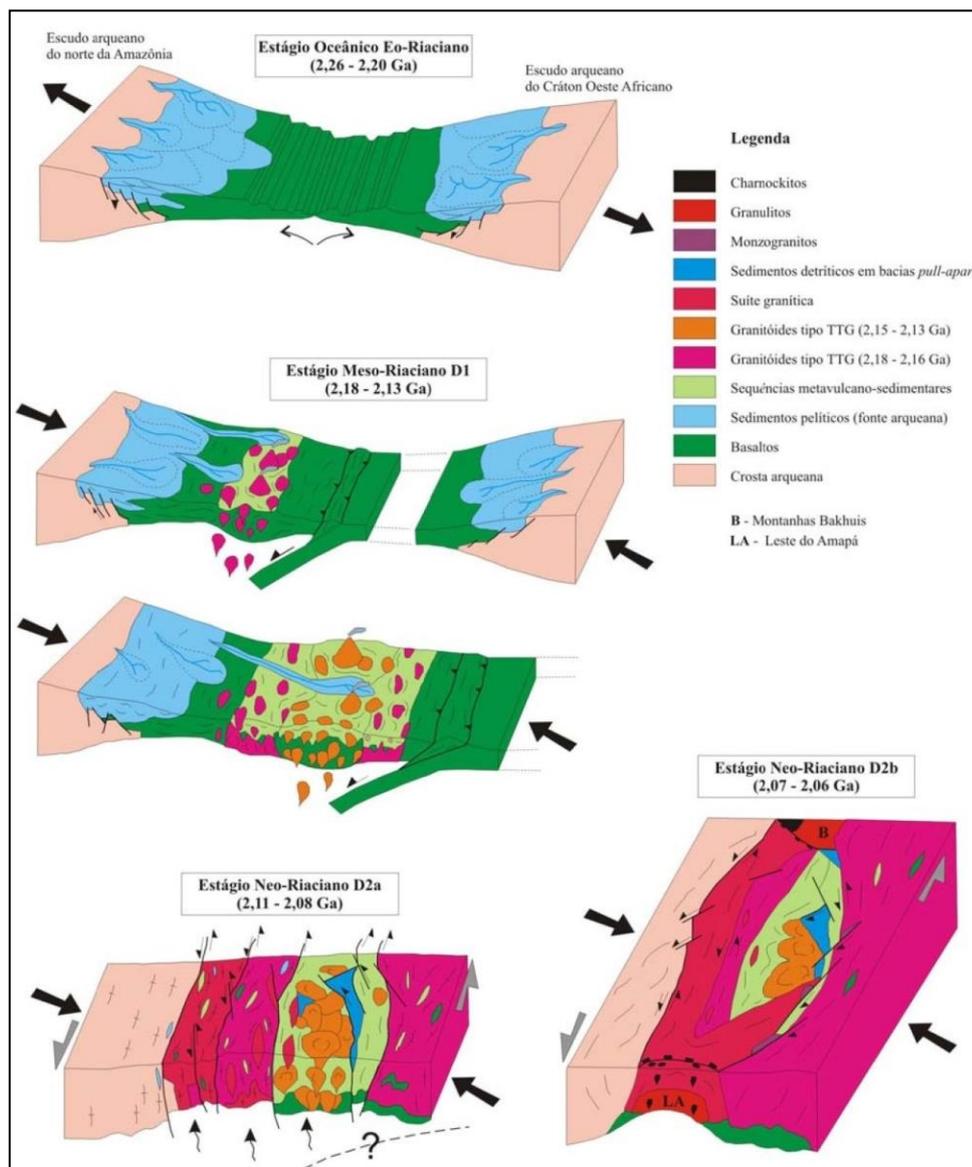


Figura 3. Modelo de evolução geodinâmica proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) para os terrenos paleoproterozóicos da Guiana Francesa.

3.2 Compartimentação Tectônica

A porção central do Amapá, situada no centro da Província Maroni-Itacaiúnas pode ser compartimentada em diferentes domínios tectônicos justapostos por grandes lineamentos tectônicos estruturados segundo orientação NW-SE (Ricci *et al.* 2001). Estes domínios exibem contrastantes padrões

geocronológicos, de conteúdo litológico e grau metamórfico dos complexos de embasamento, e na assinatura geofísica.

Com base nestes dados, Rosa-Costa (2006b) individualizou um Domínio Central Arqueano (DCA) e Domínios Paleoproterozóicos localizados a Norte e Sul do DCA, denominados de Domínios Lourenço e Carecuru, respectivamente (Figura 4).

Os Domínios Paleoproterozóicos são formados principalmente por plútons graníticos riacianos e sequencias metavulcanossedimentares correlacionadas ao Complexo Vila Nova. O Domínio Central, designado de Bloco Amapá, representa um vasto segmento de crosta arqueana, dentro da Província paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas. É formado por embasamento metamórfico de alto grau, de idade meso a neoarqueana, com alguma contribuição de paleoarqueano, intensamente retrabalhado durante o transamazônico (Rosa-Costa, 2012).

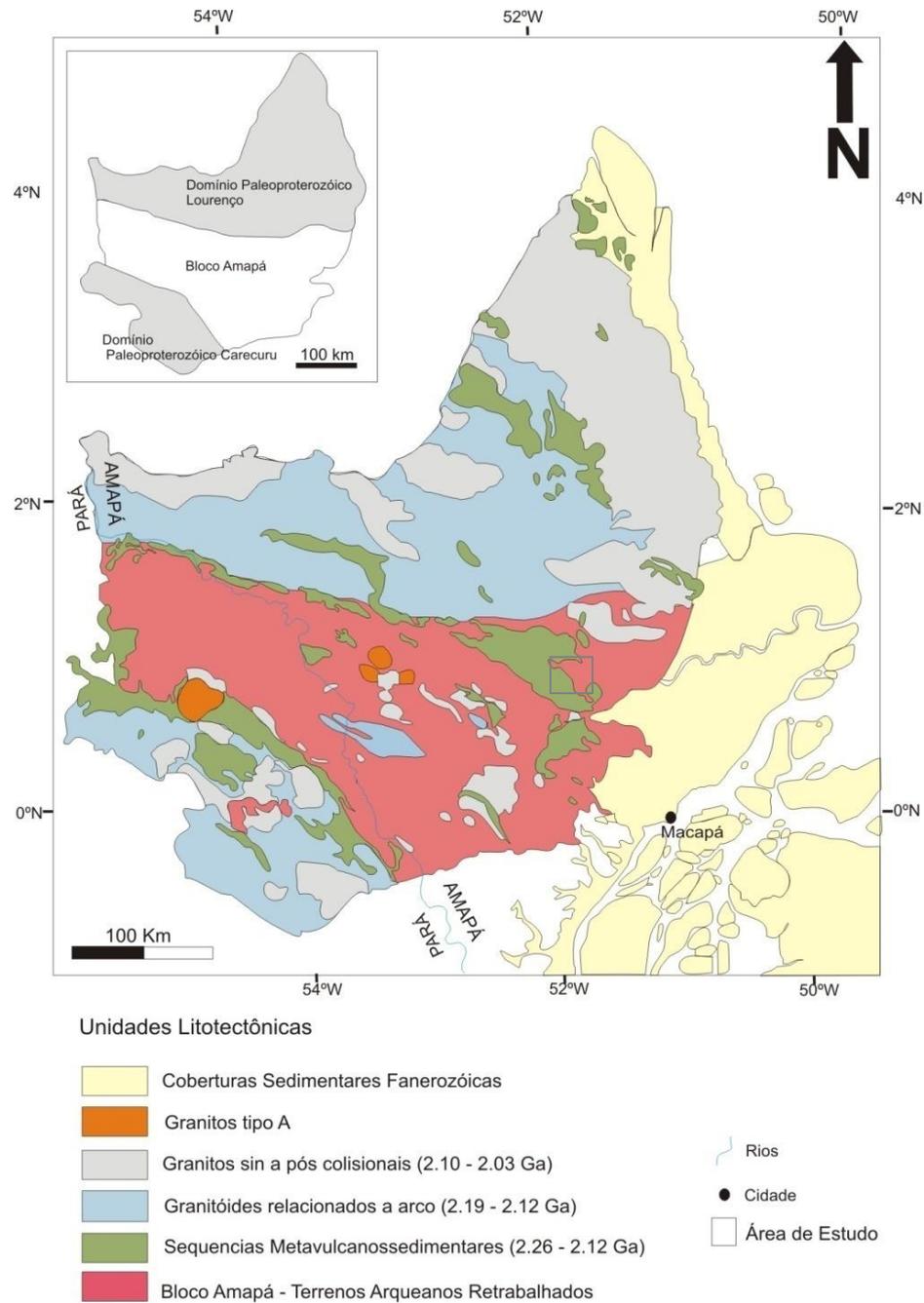


Figura 4 - Mapa do sudeste do Escudo das Guianas mostrando os domínios tectônicos geocronológicos paleoproterozóicos e arqueanos. Modificado de Rosa-Costa et al. (2012)

3.3 Principais Unidades Litoestratigráficas do Domínio Central Arqueano (Bloco Amapá)

Os cinturões paleoproterozóicos são formados por seqüências supra-crustais metamorfisadas na fácies anfibolito, como o Complexo Vila Nova, sobretudo nas bordas sul e norte do denominado Bloco Amapá (McReath & Faraco 2006). Na região da Serra do Navio, ocorrem complexos granítico-gnáissicos de idade arqueana inclusos no Complexo Tumucumaque. Este complexo é intrudido pelas unidades do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, que é caracterizado por um corpo estratiforme composto por gabros e peridotitos alongado na direção E-W aflorando na região sul da área estudada. Estas unidades são parcialmente recobertas por rochas meta-supracrustais do Complexo Vila Nova (Spier & Ferreira Filho 1999). Nos metaconglomerados é possível identificar fragmentos de rochas máficas e ultramáficas e grãos detríticos de cromita. Do mesmo modo, observam-se nos quartzitos estruturas sedimentares primárias, como estratificação cruzada, definida por níveis finos e descontínuos ricos em fuchsite, uma mica rica em Cromo. Estas evidências augerem que a área fonte incluiu as rochas do Complexo Bacuri. Ambos os casos sugerem a erosão de áreas fontes como os complexos máfico-ultramáficos portadores de cromita, tal como o Complexo Bacuri (Borghetti *et al.* 2013). Spier & Ferreira Filho (1999) consideram que as rochas metassedimentares do Complexo Vila Nova recobrem o Complexo máfico-ultramáfico Bacuri por discordância.

Complexo Tumucumaque

Scarpelli (1973) propôs a designação de Complexo Tumucumaque para reunir os gnaisses orto - e paraderivados, metamorfisados em fácies anfibolito a granulito, que afloram no sudeste do Escudo das Guianas, desde o rio Jari até a Serra Lombarda, no centro-norte do Amapá. Na área de estudo, O Complexo Tumucumaque está representado por gnaisses de composição diorítica a granítica, dominando os termos tonalíticos e granodioríticos, e contêm, freqüentemente, corpos anfibolíticos aleitados concordantemente ao bandamento gnáissico. As rochas são polideformadas com remobilização e migmatização frequente. Análises Sm-Nd em rocha total indicam que os gnaisses derivam de fontes paleo a

mesoarqueanas, com idades modelo TDM entre 3,36 e 2,94 Ga (Avelar, 2002; Pimentel *et al.* 2002 e Avelar *et al.* 2003).

Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri

O Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri é litologicamente definido, da base para o topo, por uma zona máfica inferior (leucoanfíbolitos), zona ultramáfica (serpentinitos, tremolititos e cromititos), sendo estes litotipos geralmente foliados e metamorfizados em condições da fácies anfíbolito (Spier & Ferreira Filho, 1999). Spier (1999) demonstrou que este complexo resulta de magmatismo com importantes processos de cristalização fracionada, associada a um mecanismo de intrusões múltiplas. A única datação deste complexo, foi realizada pelo método Sm-Nd em amostras de rocha-total indicando a idade de $2,22 \pm 0,12$ Ga e o valor de Epsilon Nd(T) de $-3,8$ (Pimentel *et al.* 2002).

Complexo Metavulcanossedimentar Vila Nova

No primeiro trabalho sobre esta sequência metavulcanossedimentar, suas unidades foram referidas como Grupo Vila Nova por Paiva (1946), que descreveu uma sequência de rochas metassedimentares expostas próximo a Serra do Navio distinguindo três camadas de manganês, além de quartzitos intercalados a itabiritos e lentes de hematita na área do lugarejo Santa Maria. Desde então, com o aperfeiçoamento das técnicas analíticas e introdução de novos métodos, importantes trabalhos foram realizados para o entendimento geológico e evolutivo desta sequência metavulcanossedimentar.

De acordo com McReath & Faraco (2006), baseado em Carvalho *et al.* (1995), Coelho Filho *et al.* (1998) e em Spier e Ferreira Filho (1999), a sequência meta-vulcanossedimentar do Grupo Vila Nova é composta por 12 unidades litológicas: (1) intercalação de rochas metavulcânicas e metassedimentares indiferenciadas; (2) anfíbolitos e xistos máfico/ultramáficos; (3) rochas metaplutônicas máfica/ultramáficas; (4) quartzito, xisto, gnaisse e anfíbolito que eram anteriormente conhecidos como Grupo Serra da Lombarda (Veiga *et al.*, 1985; Ferran, 1988); (5) xistos e metavulcânicas que ocorrem na região de Tartarugalzinho (Jorge João *et al.*, 1978); (6) metaconglomerados; (7) quartzito conglomerático; (8) quartzitos; (9) formação ferrífera bandada; (10) formação manganésifera bandada; (11) mármore e (12) metassedimentos indiferenciados.

Montalvão (1985) em estudo petrológico no Complexo Vila Nova caracterizou essas unidades como seqüências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, de natureza toleítica-komatiítica, originadas a partir de fusão do manto superior, seguida de diferenciação. Montalvão (1985) também estudou a origem dos anfibolitos, sugerindo que os mesmos são de origem ígnea. Esses dados foram corroborados pelo trabalho de Faraco (1997), no qual as análises de rochas metavulcânicas máficas expostas no cinturão Ipitinga sugerem que as mesmas correspondem a basaltos toleíticos de fundo oceânico e subordinamente a basaltos komatiíticos associados a bacias de back-arc.

As datações K-Ar em anfibólios de três amostras de anfibolitos do Complexo Vila Nova na Serra do Navio (Montalvão & Tassinari 1984) mostraram idades de 2.088 ± 93 Ma, 2.046 ± 63 Ma e 1.971 ± 51 Ma. Os mencionados autores atribuíram esses valores ao resfriamento regional dessas rochas, durante o Ciclo Transamazônico. Estudos isotópicos pelo método Sm-Nd nas metavulcânicas do Cinturão Ipitinga reforçam a idade paleoproterozóica dessas rochas, revelando idades modelos de 2,26 Ga a 2,19 Ga (Faraco, 1997). Análises de rocha total em granadas de anfibolitos basais desta Província forneceram idades de 2.08 ± 0.02 Ga, indicando um evento metamórfico que coincide com o magmatismo tardi-orogênico na Província Maroni Itacaiúnas (Pimentel *et al.*, 2002).

As idades paleoproterozóicas do Complexo Vila Nova na região de Ipitinga permitem correlacionar as unidades desse grupo com aquelas do Grupo Paramacá, na Guiana Francesa, (Gruau *et al.*, 1985, Vanderhaege *et al.*, 1998, Delor *et al.*, 2003a) e do Grupo Barama-Mazaruni, na República da Guiana (Gibbs & Olszewski 1982). Entretanto, essas seqüências do Complexo Vila Nova, no Bloco Amapá, parecem ter se formado em um contexto geodinâmico diferente das outras seqüências *greenstones* da Província Maroni-Itacaiúnas, tendo em vista que apresentam assinaturas geoquímicas de margem passiva ou bacia oceânica.

4. RESULTADOS

4.1 Geologia da Área Estudada

A geologia da área estudada (Figura 5) foi realizada com base no mapeamento geológico em três áreas alvos da empresa Mineração Amapari Ltda, denominadas Anastácio, Nova Canaã e Vila Nova, e em imagens aerogeofísicas disponibilizadas na literatura.

Na área de estudo, o embasamento corresponde ao Complexo Tumucumaque sendo representado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos com ocorrência de corpos anfibolíticos concordantes ao bandamento gnáissico. Os ortognaisses mostram cores cinza claro a escuro e um bandamento incipiente, por vezes somente uma foliação marcada pela orientação de biotita e/ou hornblenda.

Intrusivo no Complexo Tumucumaque, e recoberto parcialmente pelo Complexo Vila Nova, o Complexo Bacuri corresponde a um corpo alongado na direção E-W, constituído por metagabros, metaperidotitos, anfibolitos, cromititos e serpentinitos. *Stocks* de gabros de idade arqueana, bem como granitóides paleoproterozóicos com dimensões variadas são comuns em vários pontos da área estudada (Borghetti *et al.* 2013).

O Complexo Vila Nova representa uma sequencia supracrustal de origem vulcanossedimentar metamorfisada na fácies anfibolito. Na região do Cupixi, este complexo é composto por uma seqüência sedimentar predominantemente clástica, com metavulcânicas félsicas a máficas e rochas químico exalativas subordinadas. As rochas metassedimentares detríticas incluem metaconglomerados, quartzitos, fuchsitá-quartzito xisto e micaxistos, enquanto as de origem química incluem a formação ferrífera bandada (hematita filitos e xistos) e o quartzito ferruginoso. As

rochas metavulcânicas incluem metadacitos, metabasaltos e metandesitos, além de xistos máficos a base de granada, biotita e hornblenda. Também ocorrem raras lentes de xistos magnesianos. Os metaconglomerados contêm fragmentos de quartzitos e de veios de quartzo leitoso.

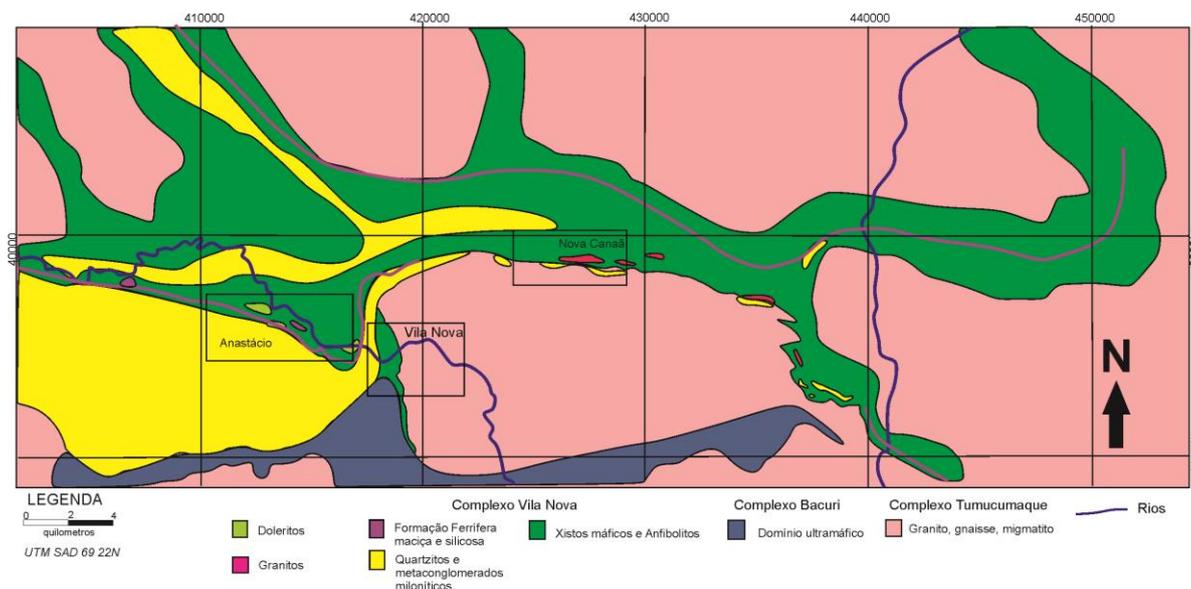
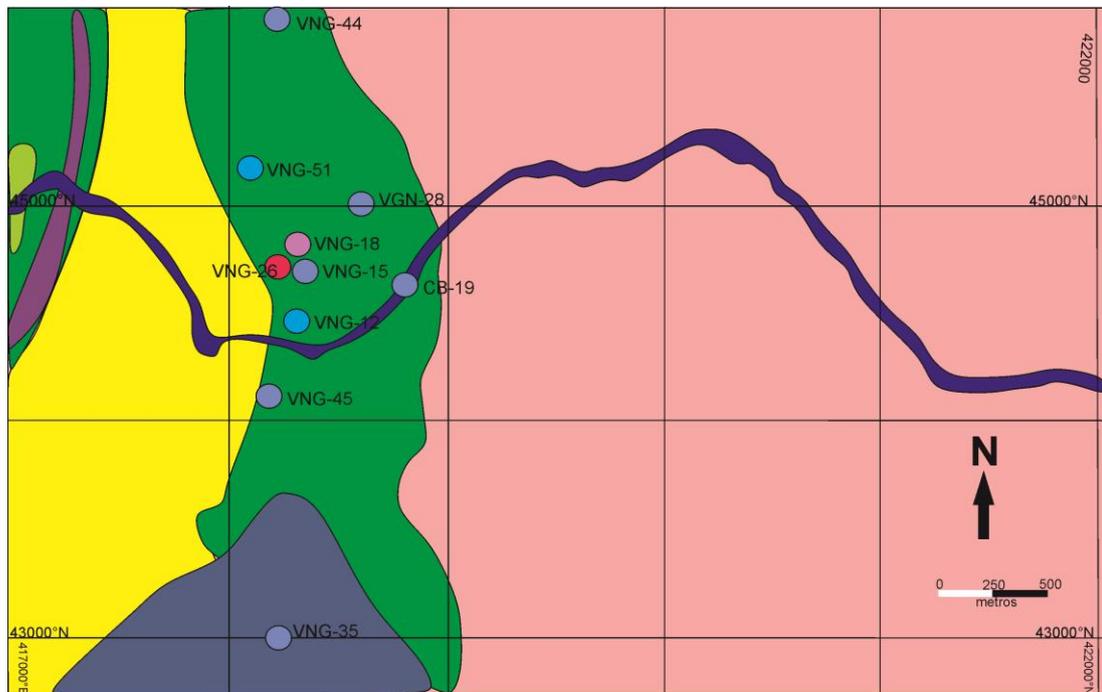


Figura 5. Geologia da área de estudo. Em destaque, as áreas com pontos amostrados para petrografia, Anastácio, Vila Nova e Nova Canaã. Legenda: Rosa = Complexo Tumucumaque, Azul = Complexo Bacuri, Verde Claro = Gabros, Complexo Vila Nova: Verde Escuro= metamafitos e metasedimentos intercalados, Amarelo = quartzitos e metaconglomerados.

Com base nos furos de sondagens e trabalho de mapeamento geológico, foram selecionadas as amostras mais representativas para confecção de lâminas petrográficas. Foram selecionadas 10 amostras na região de Vila Nova (Figura 6). Destas, 6 amostras foram classificadas como anfibolitos, 2 como cornubianitos máficos, 1 como anfibólio-xisto e 1 metaultramafito. Além das amostras confeccionadas foram utilizadas mais 20 lâminas delgadas provenientes dos estudos desenvolvidos por Borghetti *et al.* (2013).

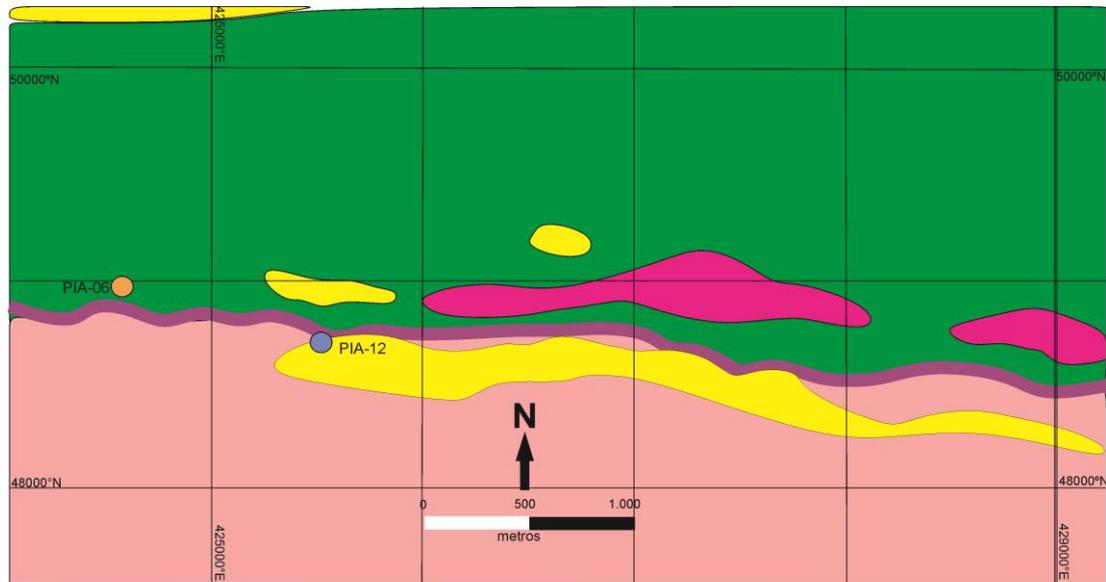
As amostras obtidas na região de Anastácio, foram coletadas em superfície, correspondendo a 2 amostras de metaconglomerados miloníticos, 1 de quartzito milonítico e 1 amostra de cornubianito máfico (Figura 8). Na localidade de Nova Canaã, foram coletadas 2 amostras em superfície, e através da petrografia foram classificadas como anfibolito e metapelito (Figura 7).



LEGENDA

Complexo Vila Nova		
	Quartzitos e Metaconglomerados miloníticos	 Anfibolitos
	Dolerito	 Cornubianito Máfico
	Anfibolitos e Anfibólio-xistos	 Metaultramafito
	Formação ferrífera maciça e silicosa	 Anfibólio-xisto
Complexo Bacuri		
	Cromititos e serpentinitos	 rio

Figura 6. Região de Vila Nova. As amostragens para petrografia foram realizadas nos furos de sondagem em destaque, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.



LEGENDA

Complexo Vila Nova	
 Quartzitos e Metaconglomerados miloníticos	 Granitos indiferenciados
 Anfibolitos e Anfibólio-xistos	 Anfibolito
 Formação ferrífera maciça e silicosa	 Metapelito
Complexo Tumucumaque	
 Gnaisses granodioríticos a tonalíticos	

Figura 7 Região de Nova Canaã. As amostragens para petrografia foram realizadas na etapa de mapeamento geológico, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.

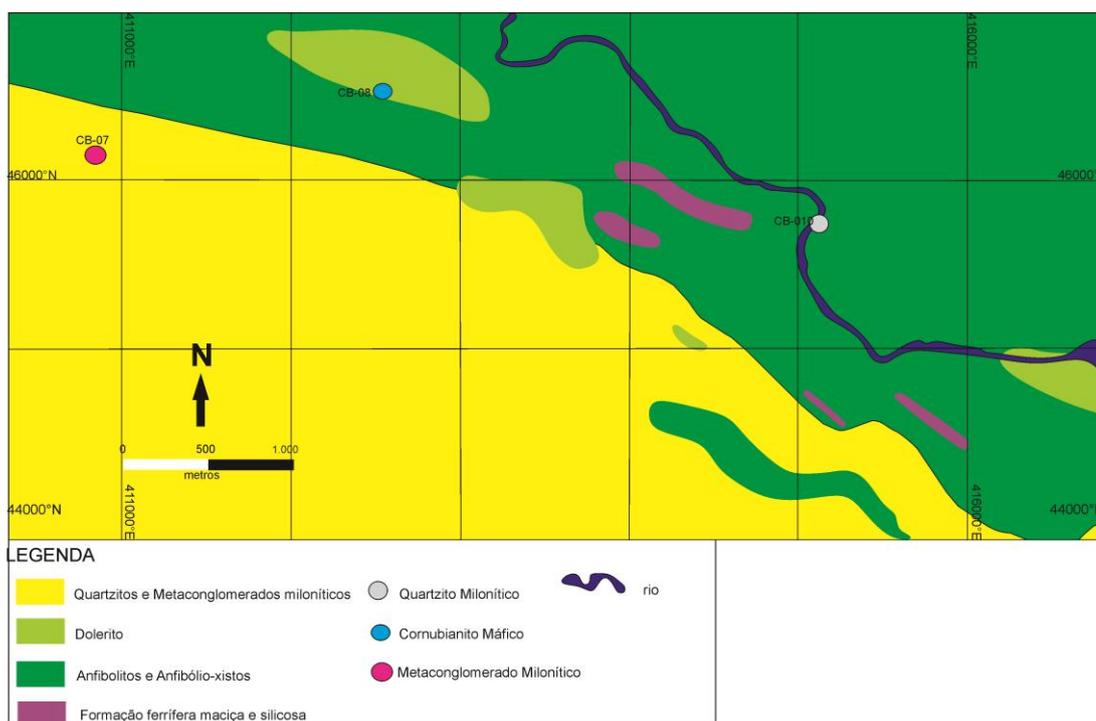


Figura 8. Região de Anastácio. As amostragens para petrografia foram realizadas na etapa de mapeamento, e as litologias encontradas estão indicadas na legenda.

4.2 Geologia Estrutural da Área

Levantamentos estruturais realizados por Borghetti *et al.* (2012, 2013) indicam que as unidades do Complexo Vila Nova foram deformadas e metamorfisadas conjuntamente, resultando em uma foliação regional orientada segundo a direção N70-85°W, com mergulhos em geral elevados para NE e SW (Figura 9).

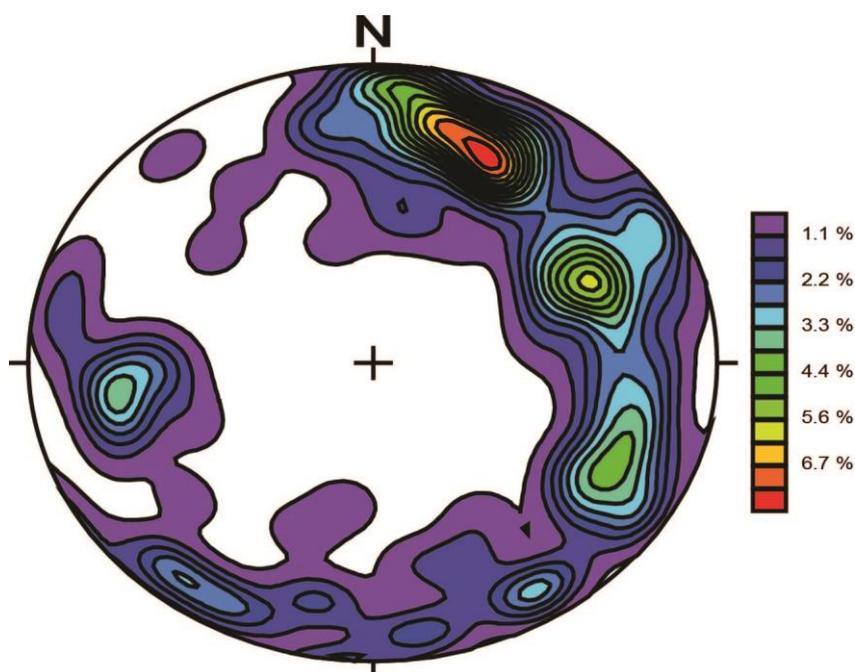


Figura 9. Estereograma de densidade dos pólos da foliação regional do Complexo Vila Nova $n=85$.

Foram reconhecidas quatro fases de deformação regional. A xistosidade principal S_1 esta dobrada e transposta por uma clivagem de crenulação S_2 , que é a foliação principal. As dobras F_2 são isoclinais com e sem raiz. A formação da xistosidade principal é acompanhada pela geração de uma lineação de estiramento e/ou mineral. A disposição da lineação mineral e da lineação de estiramento pode ser observada nos estereogramas das figuras 10 e 11. Nestes estereogramas observa-se que as lineações apresentam atitudes variadas constituindo guirlandas relativamente bem definidas. Em ambos os casos nota-se uma ampla similaridade entre as duas lineações. Estas variações indicam que ambas as linhas foram afetadas pelas dobras F_3 .

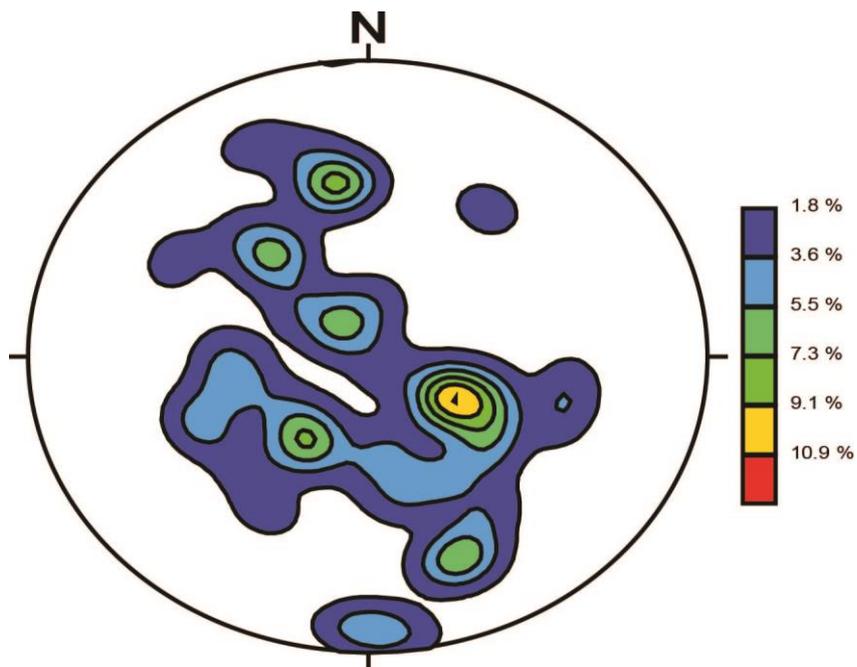


Figura 10. Estereograma de densidade da lineação mineral do Complexo Vila Nova, número da dados= 55.

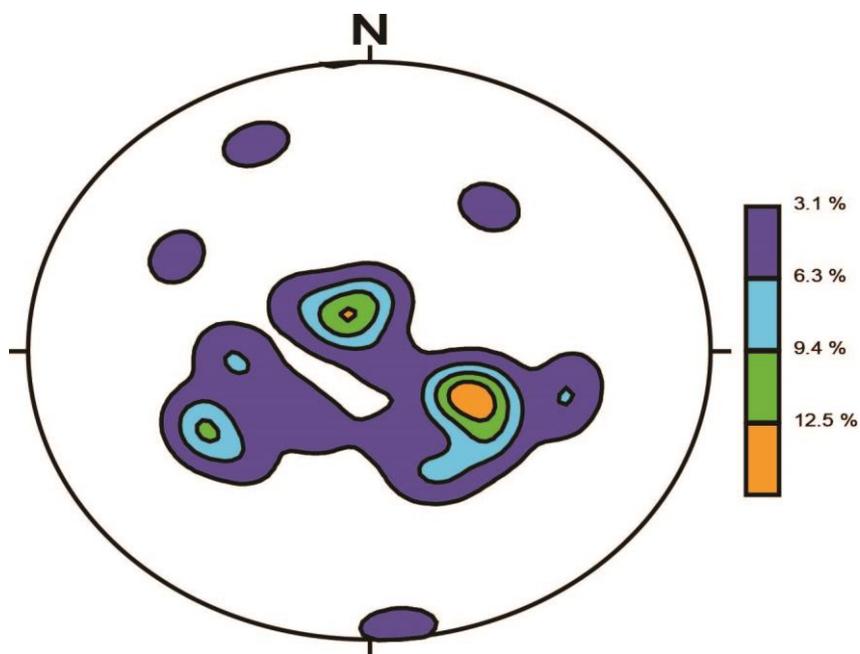


Figura 11. Estereograma de densidade da lineação de estiramento do Complexo Vila Nova, número da dados= 32.

O redobramento das foliações S_1 e S_2 e das lineações esta associado com a geração das dobras F_3 . No diagrama da figura 8 pode se observar uma guirlanda bem definida marcando a variação das atitudes da foliação S_2 em função da fase de dobramento F_3 . Esta dobras estão acompanhadas pela formação de uma clivagem de fratura de superfície axial em quartzitos e metaconglomerados direcionada segundo a direção $N60-30^\circ W$. As dobras desta fase estão controlando o relevo regional como pode ser observado nos mapas geológicos da região da Vila Nova (Fig.5). A última fase de deformação é responsável por dobras abertas a fechadas com superfícies axiais direcionadas segundo a direção $N10-20^\circ W$ e $N10-20^\circ E$.

As relações espaciais entre a foliação principal (S_2) e as lineações, embora ressaltando a complexa evolução da área, são sugestivas de uma deformação associada a um contexto colisional gerado por sistemas de zonas de cisalhamento de empurrão e/ou oblíquas.

4.3 Petrografia

A petrografia foi realizada com base em um acervo de 16 lâminas selecionadas, contendo metamafitos (anfíbolitos e anfíbólio-xistos), metaultramafitos (tremolita-xistos), cornubianitos máficos, metaconglomerados miloníticos, quartzitos miloníticos e metapelitos (granada-cordierita-biotita xistos) (Figura 12). Através destas, foram analisadas e descritas as texturas reliquiares, assembleias minerais em equilíbrio e as microestruturas, além de uma estimativa da P-T das assembleias minerais. A composição modal das unidades descritas pode ser observada na tabela 1.



Figura 12. A) Aspecto geral do afloramento de anfibolito (ponto CB-19). B) Amostra de anfibolito (ponto CB-12). C) Amostra de tremolita xisto (furo VGN-26). D) Amostra de anfibólio xisto (furo VGN-18). E) Afloramento de metaconglomerado milonítico (ponto CB-06); F) Afloramento de metaconglomerado (ponto CB-04). G) Afloramento de metapelito (ponto CB-20). H) Afloramento de quartzito com fuchsite marcando a estratificação acanalada de pequeno porte.

SIGLA DA LÂMINA	Tipo de Rocha	Homblenda	Plagioclásio	Tremolita	Granada	Biotita	Diopsídio	Titanita	Magnetita	Quartzo	Epidoto	Clorita	Clinocloro	Carbonato	Sericita
VGN-15	Amfibolito	—	---												
VNG-28	Amfibolito	—	---	---											
VNG-35	Amfibolito	—													
VNG-44	Amfibolito	—	---												
VGN-45	Amfibolito	—	---												
CB-19	Amfibolito	---	—				---								
PIA-12	Amfibolito	—	---												
SIGLA DA LÂMINA	Tipo de Rocha	Homblenda	Plagioclásio	Tremolita	Granada	Biotita	Diopsídio	Titanita	Magnetita	Quartzo	Epidoto	Clorita	Clinocloro	Carbonato	Sericita
VNG-18	Biotita-Homblenda-Tremolita Xisto	—	—	—											
SIGLA DA LÂMINA	Tipo de Rocha	Homblenda	Plagioclásio	Tremolita	Granada	Biotita	Diopsídio	Titanita	Magnetita	Quartzo	Epidoto	Clorita	Clinocloro	Carbonato	Sericita
VGN-26	Tremolita Xisto			—						---					
SIGLA DA LÂMINA	Tipo de Rocha	Homblenda	Plagioclásio	Tremolita	Granada	Biotita	Diopsídio	Titanita	Magnetita	Quartzo	Epidoto	Clorita	Clinocloro	Carbonato	Sericita
CB-08	Comubianito Máfico	—	—												
VNG-51	Comubianito Máfico	—				---									
VGN-12	Comubianito Máfico	—		---				---							
SIGLA DA LÂMINA	Tipo de Rocha	Homblenda	Plagioclásio	Tremolita	Granada	Biotita	Diopsídio	Titanita	Magnetita	Quartzo	Epidoto	Clorita	Clinocloro	Carbonato	Sericita
PIA-06	Xisto pelítico	---	---	—	---	---	---	---							
CB-01c	Metaconglomerado milonítico	—	—												
CB-07	Metaconglomerado milonítico	—	—												
CB-010	Quartzito milonítico	—	—												

Proporção Mineral

Traço a 10% 10 a 35% - - - - - > 35% ———

Tabela 1. Composição modal das amostras laminadas.

Metamafitos

Anfibolitos

Constituem as rochas de maior representatividade dentre as amostras analisadas. Os anfibolitos são foliados, de coloração cinza-escuro a esverdeado. São compostos principalmente por hornblenda e plagioclásio, com quantidades variadas de biotita. A mineralogia acessória é composta por titanita, magnetita, epidoto, quartzo e clorita (Figura 13).

Ao microscópio a principal textura é nematoblástica média, sendo caracterizada por cristais de hornblenda, e subordinadamente pela textura granoblástica interlobada a poligonal caracterizada por cristais de plagioclásio. Apresenta textura blastoamigdaloidal, caracterizadas por quartzo em formato elíptico, com tamanho aproximado de 4 mm, e deformação incipiente, salientada pela extinção ondulante.

Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo em tons de bege a verde escuro e tamanho variável de 0,2 a 0,5 mm podendo chegar a 2 mm nas bandas com textura nematoblástica grossa. São subdioblásticos a idioblásticos, representando 60 a 65% da lâmina. Em apenas uma lâmina a proporção foi inferior (35%), devido à transformação da hornblenda em diopsídio.

O plagioclásio forma cristais poligonais, com tamanho variando entre 0,2 a 0,7 mm em proporção de 25 a 45%. São maclados segundo as leis da albita e albita-carlsbad. Em algumas lâminas, as maclas são difusas e deformadas evidenciando processos de deformação. Alguns relictos de origem ígnea foram identificados, os quais conservam a forma prismática e a zonação normal e são subédricos a anédricos, com tamanho variável entre 0,5 mm a 1 mm.

A biotita possui seção lateral variável entre 0,3 a 2 mm, cor avermelhada e representa até 3% da composição nas lâminas observadas. Em alguns casos, constitui níveis milimétricos descontínuos e irregulares, formados pela textura lepidoblástica.

O quartzo perfaz 1 a 3% do volume da rocha, ocorrendo como integrante das bandas granoblásticas, junto ao plagioclásio. Possui forma equidimensional, extinção ondulante, com contatos interlobados a poligonais.

Os cristais de titanita possuem forma pseudo-hexagonal, são anédricos, e possuem tamanho médio de 0,1 mm. Os minerais opacos ocupam 1% da lâmina, possuem forma octaédrica e são subédricos a anédricos.

Nos anfibolitos, a atuação da tensão diferencial resultou na formação de uma foliação S_1 . Em anfibolitos bandados esta foliação está paralelizada a S_0 , marcada pela orientação mineralógica de hornblenda e biotita. A atuação progressiva dos esforços de compressão culminaram no dobramento da foliação S_0 e S_1 , com geometria suave a aberta e na formação de uma foliação S_2 evidenciada pelo crescimento de hornblenda e biotita paralelas ao eixo de maior deformação.

Em algumas lâminas, a S_2 é bem desenvolvida originando uma clivagem de crenulação. Os domínios de clivagem são discretos, rugosos a sinuosos, com o desenvolvimento de dobras intrafoliais assimétricas, preservando bem a foliação S_1 em alguns relictos de dobras intrafoliais.

Nos anfibolitos, observa-se o crescimento irregular de clorita, sericita e epidoto, principalmente próximo às fraturas, aonde a percolação de fluidos é maior. A paragênese mineral clorita+sericita+epidoto indica retrometamorfismo em fácies xisto verde.

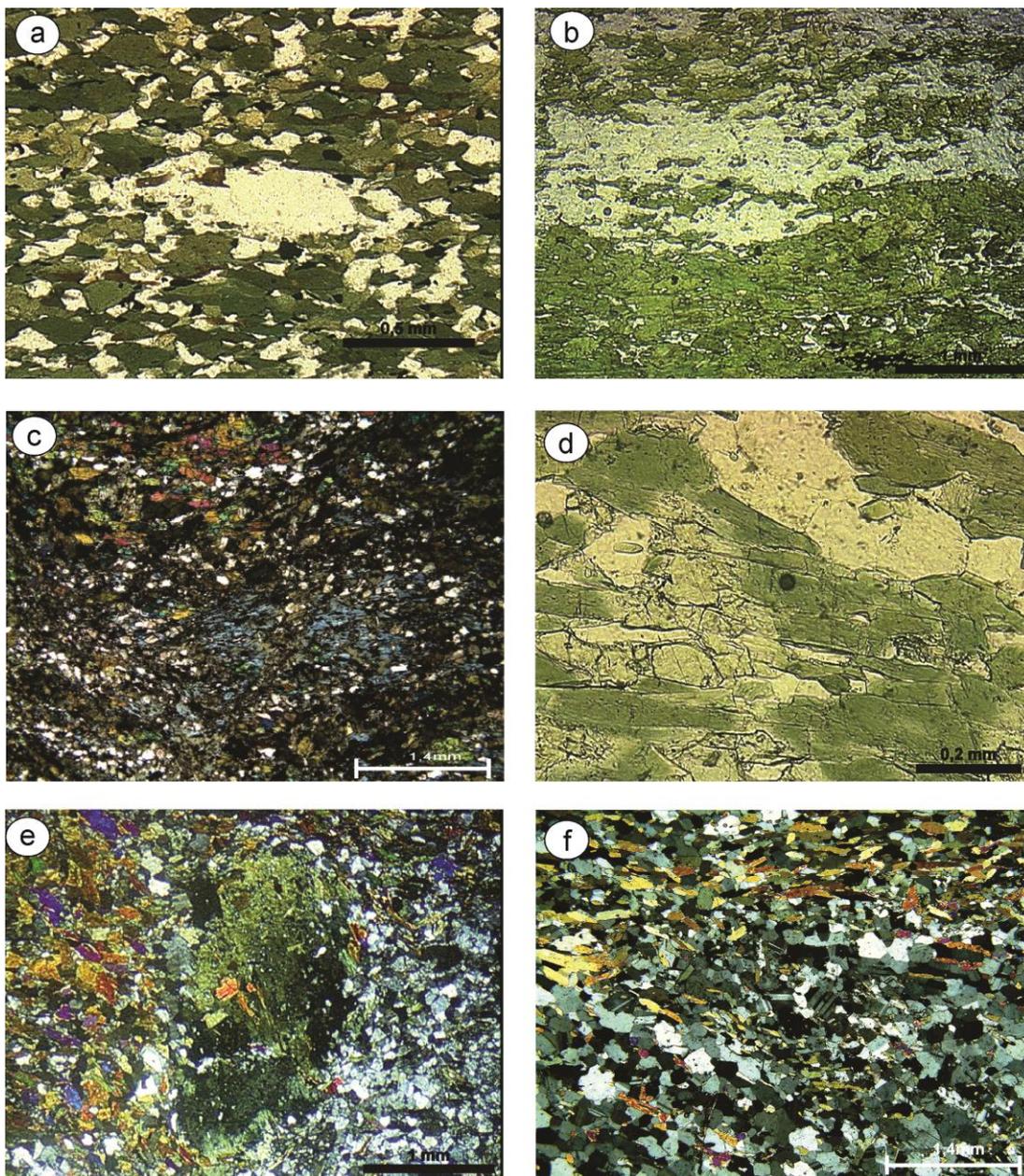


Figura 13. Fotomicrografias dos anfibolitos. A) Lâmina VGN-45- textura blastoamigdaloidal caracterizada por quartzo. (B) Lâmina VGN 15. Bandamento composicional evidenciado pelos níveis de plagioclásio e níveis compostos por hornblenda. C) Lâmina PIA-12- retrometamorfismo evidenciado pela cloritização da hornblenda. D) Lâmina CB-19 – Transformação de hornblenda em diopsídio. E) Lâmina VGN15- Porfiroblasto de hornblenda sin-tectônica a foliação principal. F) Lâmina VGN-35- S_2 em ângulo com a foliação principal.

Anfibólio Xistos

Os xistos a base de tremolita e hornblenda possuem cor verde escuro, são isótopos, maciços e foliados. A mineralogia acessória é constituída por biotita, clinocloro, clorita, titanita e minerais opacos.

Em lâmina delgada, a textura principal é a nematoblástica grossa, formada por cristais aciculares com zonação, onde o núcleo incolor é composto por tremolita, e a hornblenda, de cor verde, cresce a partir deste núcleo, compondo a borda do cristal (Figura 14).

Esta característica textural, é interpretada como em decorrência de dois eventos de metamorfismo. O evento de metamorfismo (MO) é representado pela assembleia mineral tremolita+biotita, estável em condições de fácies anfibolito. O evento de metamorfismo (MC), representado pela assembléia mineral hornblenda+clorita+clinocloro, evidencia um retrometamorfismo em fácies xisto verde superior a anfibolito inferior, provavelmente formada durante o processo de exumação.

Os cristais zonados possuem hábito acicular, são idioblásticos a subidioblásticos, com tamanho variável entre 3 mm a 5 mm. A tremolita compõem 55% da rocha e a hornblenda 40%.

A mineralogia acessória é composta por clinocloro (0,3%), incolor, com hábito lamelar, sub a xenoblástico, com tamanho aproximado de 1mm e por clorita (0,3%), que estão associados a hornblenda, e por titanita (0,3%) e biotita (4%). A textura lepidoblástica é incipiente, caracterizada pela orientação de biotita, cujos cristais possuem coloração avermelhada, forma lamelar, são xenoblásticos a idioblásticos e apresentam tamanho variável entre 1 mm a 1,5 mm. A biotita ocorre intercrescida a tremolita, ou nas porções intergranulares. Alguns cristais de biotita estão deformados, com crescimento de titanita entre as lamelas. Os minerais opacos ocupam os espaços intersticiais e as clivagens dos anfibólios (0,1%).

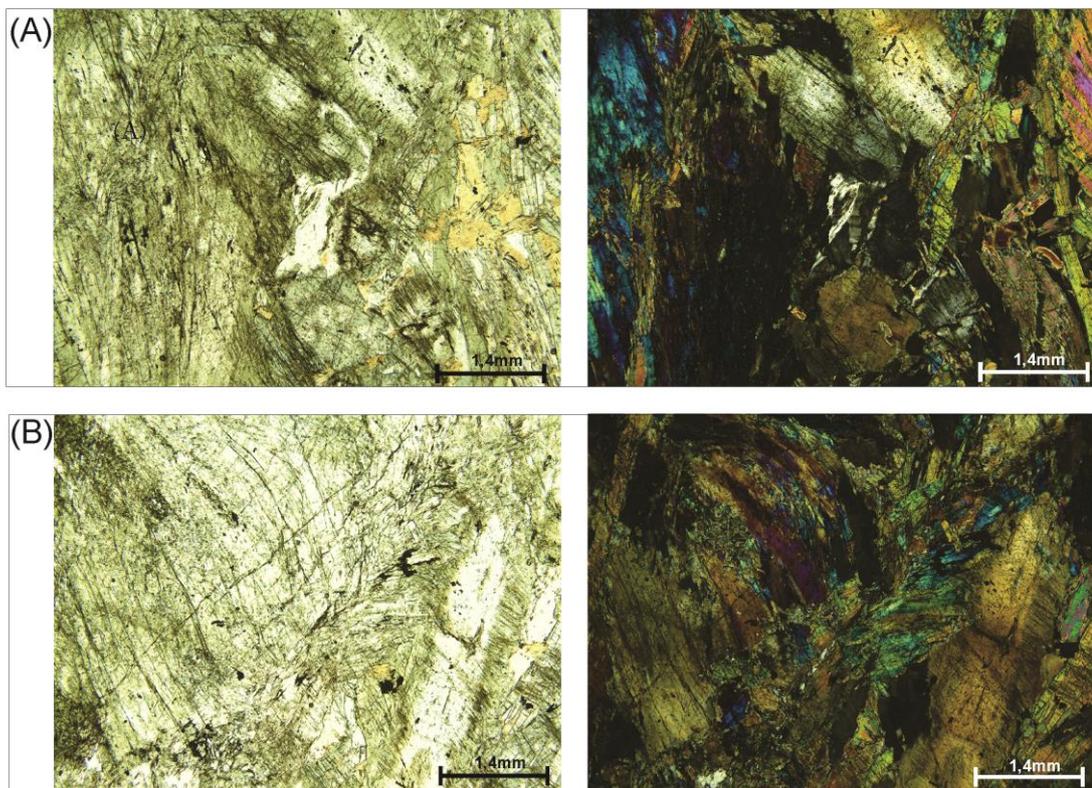


Figura 14. Fotomicrografias de anfibólio-xisto a luz natural e luz polarizada (Lâmina VGN-18). A) Zonação composicional, gerando núcleo de tremolita e borda de hornblenda, no centro da foto observa-se clinoclono. B) Textura nematoblástica grossa, mostrando a zonação característica.

Cornubianitos Máficos

As rochas com efeitos termiais superimpostos aos de metamorfismo regional orogênico, correspondem a uma pequena fração das metavulcânicas analisadas. De acordo com os critérios composicionais variam de hornblenda-hornfels a tremolita-diopsídio-hornblenda-hornfels. Ambas possuem a textura decussada como característica principal, sendo a textura poiquiloblástica restrita a algumas lâminas (Figura 15). Tais evidências são reforçadas pela presença de granitos intrusivos às proximidades.

A mineralogia acessória é formada por epidoto (3%), granular, idioblástico, e por carbonato (2%), que ocorrem em veios de espessura milimétrica e alteram os minerais nas regiões adjacentes.

A hornblenda e a tremolita ocorrem em paragênese e apresentam inclusões de óxidos possivelmente decorrentes de um evento de deformação anterior ao metamorfismo de contato. Essa feição é incipiente, e registrada somente em alguns cristais. Os cristais de hornblenda (50%) apresentam pleocroísmo em tons de

verde, são prismáticos, xenoblásticos, com tamanho variável entre 0,6 mm a 2,5 mm. A tremolita é incolor, possui forma prismática, xenoblástica, com tamanho variável entre 0,8 mm a 1,2 mm (20%). A paragênese hornblenda + tremolita é estável na fácies anfíbolito.

As assembleias minerais correspondentes ao metamorfismo de contato são formadas por diopsídio + hornblenda e por hornblenda + plagioclásio. Estas são caracterizadas predominantemente pela textura decussada. A assembleia formada por diopsídio + hornblenda é estável em condições de fácies piroxênio-hornfels. Nesta lâmina, a textura poiquiloblástica (textura em peneira) é formada por diopsídio com inúmeras inclusões de hornblenda com tamanho aproximado de 0,1 mm. O diopsídio (25%) é incolor, com forma prismática, xenoblástico, e com tamanho variável entre 0,5 mm a 1,5 mm.

A assembleia constituída por hornblenda + plagioclásio é estável em condições de fácies hornblenda hornfels. Os cristais de hornblenda (44% a 80%) possuem pleocroísmo em tons de verde, com hábito acicular ou prismático, possuem tamanho aproximado de 0,3 a 1mm, e são idioblásticos a xenoblásticos.

A textura granoblástica poligonal é subordinada, sendo formada por quartzo com tamanho aproximado de 0,07mm (2%), e por plagioclásio, (40%), equidimensional, com tamanho aproximado de 0,08mm, e macla polissintética difusa.

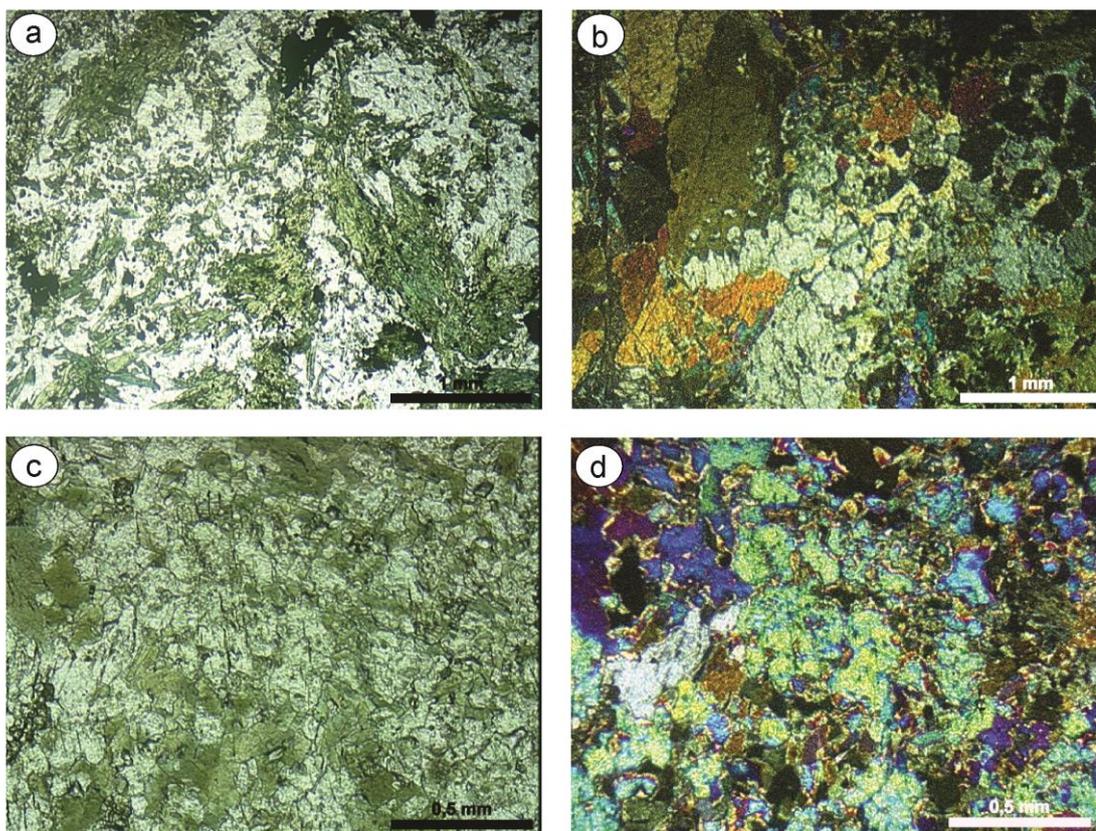


Figura 15. Fotomicrografias de cornubianitos máficos. A) Lâmina CB-08 – Hornblenda e plagioclásio marcando a textura decussada média. B) Lâmina VGN-51 – Textura decussada média formada por hornblenda e diopsídio. Carbonatação observada próximo a fratura. C) e D) Lâmina VGN-12 a luz natural e luz polarizada: textura poiquiloblástica formada por diopsídio com inclusões de hornblenda.

Metaultramafitos

Os tremolita xistos possuem cor cinza-claro e possuem uma clivagem ardosiana e granulação fina. São formados por tremolita e quartzo, tendo como mineralogia acessória plagioclásio e sericita. A sua ocorrência é subordinada na sequencia metavulcanossedimetar.

Em lâmina delgada, observa-se a textura nematoblástica fina, caracterizada por cristais aciculares subdioblásticos de tremolita, perfazendo cerca de 64% da lâmina (Figura 16). Estes são incolores, com tamanho médio de 0,3mm a 0,5mm, podendo chegar a 5 mm. Nos grãos maiores apresenta textura poiquiloblástica, com inclusões de quartzo de aproximadamente 0,1 mm.

A foliação S_1 é definida por micrólitos de tremolita, constituindo dobras intrafoliais com geometria apertada, observadas no interior dos domínios de clivagem, que constituem a foliação S_2 . Os domínios de clivagem são sinuosos, com espaçamento de 1 mm aproximadamente.

Também é observada textura granoblástica poligonal formada por níveis de 10 mm a 6 mm espessura, descontínuos e irregulares de quartzo (30%), cujos cristais variam entre 0,5mm e 2mm. Possivelmente representam fragmentos de veios de quartzo deformados.

Em algumas porções da lâmina há cristais de plagioclásio (3%), prismáticos, subédricos, com textura mirmequítica, e tamanho variável entre 0,3 a 0,6mm. Apresentam-se intensamente alterados por sericita (3%), na maioria das vezes constituindo pseudomorfos.

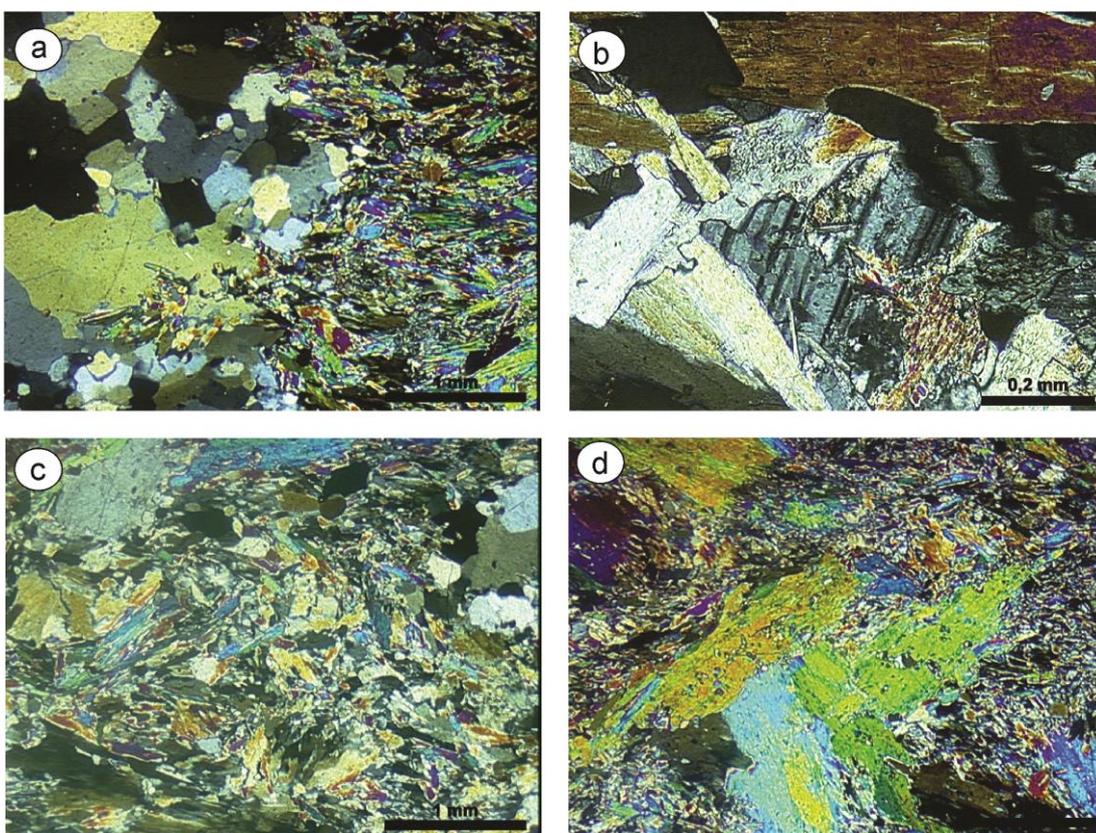


Figura 16. Fotomicrografias de Metaultramafito. Fotomicrografias da lâmina VGN-26. A). Observa-se a textura granoblástica interlobada a poligonal composta por fragmentos de veios de quartzo. B) Textura reliquiar identificada por fragmento de plagioclásio de origem ígnea. C) e D) S_2 - Clivagem de crenulação espaçada com desenvolvimento de dobras intrafoliais.

Metassedimentos

Metapelitos

Os xistos pelíticos, são anisótipos e xistosos. A S_0 é diagnosticada através do bandamento composicional. Apresenta bandas de cor marrom escuro compostas por biotita, nas quais sobressaem os cristais de granada de cor vermelha, e bandas de cor branca formados por quartzo e cordierita, que serão descritas a seguir (Figura 17).

A S_1 é observada em lâmina delgada, nos níveis irregulares e contínuos de 2 a 10 mm compostos por granada (25%) e biotita (36%). A textura principal é a lepidoblástica, dada pela orientação da biotita, de coloração avermelhada, forma lamelar, subdioblásticas e possuem seção lateral variável entre 0,5 mm a 1,2 mm. A textura porfiroblástica é subordinada, sendo formada por cristais de granada com até 8 mm, granulares e xenoblásticas, com inclusões de quartzo de 0,2 mm. Os porfiroblastos de granada são sintectônicos em relação à S_1 .

Também são observadas bandas com espessura de 1,2 mm irregulares e descontínuos, de quartzo (15%) e cordierita (20%) formadas por porfiroblastos de cordierita, pseudo-hexagonais, xenoblásticos, de coloração esbranquiçada, com tamanho aproximado de 1mm, com inclusões de biotita. Na lâmina encontra-se muito alterada para pinina. A textura granoblástica é evidenciada pelos cristais de quartzo, com tamanho variável entre 0,2 mm a 0,6 mm, os quais possuem contatos interlobados e são xenoblásticos.

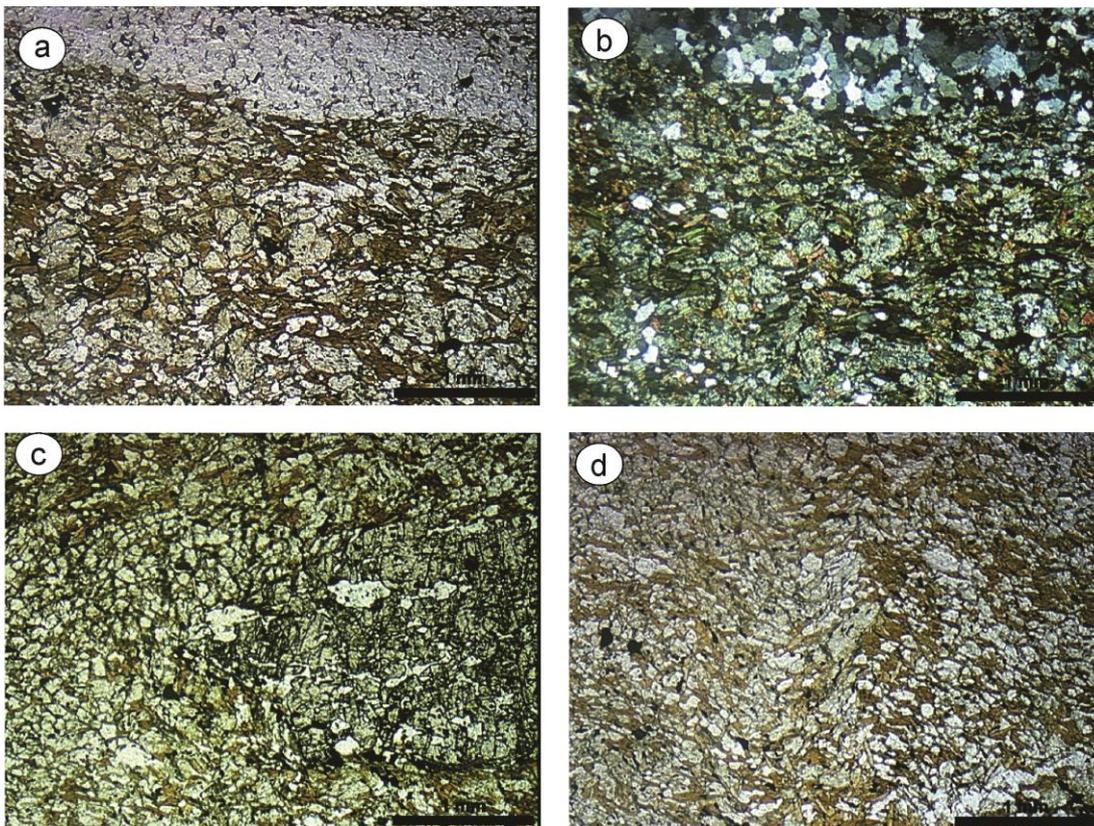


Figura 17. Fotomicrografias da lâmina PIA-06. (A) e (B) S_0 evidenciado pelo bandamento composicional: níveis com biotita e cordierita e níveis com quartzo, a luz natural e luz polarizada respectivamente. (C) Porfiroblasto de granada sintectônico em relação a foliação principal; (D) Foliação S_1 marcada pelo dobramento da textura lepidoblástica.

Metaconglomerados Miloníticos

Os metaconglomerados miloníticos possuem cor cinza esbranquiçado, são matriz-suportado, monomíticos, com grânulos/seixos de quartzo, com tamanho entre 2,0 a 8 mm (Figura 18 A).

A matriz é composta por quartzo com 0,05 mm a 0,1 mm, evidenciando a textura granoblástica poligonal fina. A mineralogia acessória é formada por titanita, biotita, clorita, epidoto e fuchsite. A S_0 é marcada por variação granulométrica abrupta, que possivelmente define uma superfície erosiva e por trilhos descontínuos e irregulares, caracterizadas por textura granoblástica ou lepidoblástica, com 0,03mm a 0,06mm de espessura, formadas por epidoto ou fuchsite.

A foliação S_2 é determinada pelo forte estiramento dos grânulos/seixos de quartzo.

Quartzitos Miloníticos

Os quartzitos miloníticos possuem cor cinza claro a esverdeado, com granulação equigranular fina a média (Figura 18B). Em alguns afloramentos a fuchsite marca a S_0 visível nas estratificações cruzadas acanaladas.

Na lâmina analisada, a textura granoblástica fina interlobada (0,1mm a 0,05 mm), com cristais de quartzo (92%) estirados marca a foliação S_2 . Os cristais de magnetita (8%) ocorrem dispersos com tamanho variável entre 0,02 mm a 0,06 mm, com formato octaédrico e são idioblásticos a subdioblásticos.

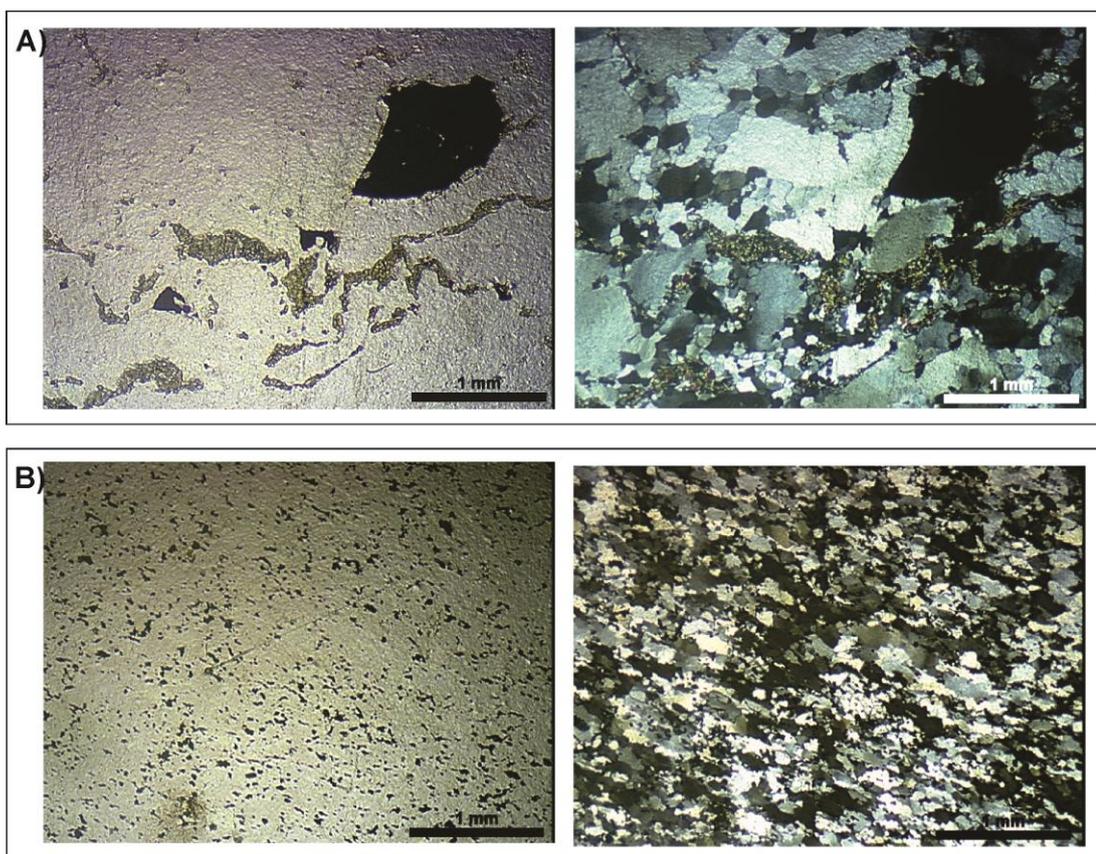


Figura 18. (A) Fotomicrografias da lâmina CB-07. Metaconglomerado milonítico. Observam-se as trilhas formadas por epidoto, marcando a S_0 , e o estiramento dos grãos de quartzo S_2 . B) Fotomicrografias da lâmina CB-010. Quartzito milonítico, caracterizado pela textura granoblástica interlobada. Observa-se o forte estiramento dos grãos de quartzo constituindo a foliação S_2 .

Metamorfismo e Deformação

Os estágios sucessivos de deformação e metamorfismo são comumente preservados nas rochas sob sua influência e o reconhecimento e interpretação correta das fábricas originadas são essenciais para o entendimento da sua evolução.

As fases de deformação relacionam-se a períodos específicos durante os quais uma rocha é deformada sob a influência da tensão diferencial, deixando impressões visíveis como dobras, clivagens e lineações. Estas estruturas podem ser sobrepostas por outras fases de deformação, gerando foliações dobradas, clivagens de crenulação, entre outras feições (Passchier & Trouw, 2005).

Durante um estágio de metamorfismo ocorre a formação de uma assembleia mineral específica, sob determinadas condições de P-T. O estágio de metamorfismo também pode ser sobreposto por outros eventos metamórficos, deixando um registro reconhecível somente se não for alcançado o equilíbrio mineral, permitindo o reconhecimento da paragênese anterior (Passchier & Trouw, 2005).

Através dos estudos em microescala, foram reconhecidos dois principais eventos metamórficos. O evento MO corresponde ao metamorfismo orogênico e o evento MC corresponde a um evento mais jovem de metamorfismo de contato. No evento de metamorfismo orogênico foram reconhecidas três foliações metamórficas denominadas S_1 , S_2 e S_3 . As foliações S_1 e S_2 são metamórficas e estão marcadas por uma xistosidade (S_1) e por uma clivagem de crenulação (S_2), cujas paragêneses mostram condições de fácies anfíbolito a anfíbolito superior e xisto verde a anfíbolito, respectivamente. Uma terceira foliação S_3 é reconhecida por uma clivagem de fratura, que apresenta associada um evento retrometamórfico sob condições da fácies xistos verdes. Um novo evento de metamorfismo de contato é reconhecido por uma superposição de texturas sem orientação mineral típicas de crescimento sob ausência de deformação. As principais microestruturas e eventos metamórficos estão sintetizados na Tabela 2.

Unidade Litoestratigráfica	Rocha	Paragênese Mineral		Relação temporal - Assembléia de formação	Fácies Metamórfica	Feições Microestruturais	
Complexo Vila Nova	Anfibolito	Hb + Pl + Grt (Di)	MO	sin-tectônico	Anfibolito superior	Dobras Intrafoliais e clivagem de crenulação	S1 e S2
		Clo + Ser + Ep	MO	tardi-tectônico	Xisto verde	Fraturas com retro	S3
	Anfibólio Xistos	Bio + Trem	MO	sin-tectônico	Anfibolito	Orientação Mineralógica	S1/ S2
		Hbl + Clo + Cln	MO		Xisto verde superior	Orientação Mineralógica	
	Cornubianitos Máficos	Hb + Trem	MO		pós-tectônico	Anfibolito	
		Di + Hb	MC	Px-hornfels			
		Hb + Pl	MC	Hb-hornfels			
	Metaultramafitos	Trem	MO	sin-tectônico	Anfibolito	Dobras Intrafoliais e clivagem de crenulação	S1 e S2
	Metapelitos	Grt + Cord + Bio	MO	sin-tectônico	Anfibolito	Dobras <i>Kink</i>	S1/ S2
	Quartzitos Miloníticos	Qzo + Mgt	MO	sin-tectônico	Xisto verde superior/Anf	Estiramento Mineral	S1/ S2
Metaconglomerados Miloníticos	Qzo + Ep (Fct)	MO	sin-tectônico	Xisto verde superior/Anf	Estiramento Mineral		

Tabela 2. Relação entre as principais microestruturas e eventos metamórficos observados. Legenda: Eventos de Metamorfismo: MO = metamorfismo orogênico, MC = metamorfismo de contato; Foliações: S1 = xistosidade, S2 = clivagem de crenulação, S3: clivagem de fratura; Minerais: Hb = hornblenda, Pl = plagioclásio, Grt = granada, Di = diopsídio, Clo = clorita, Ser = sericita, Ep = Epidoto, Trem = tremolita, Bio = biotita, Cord = cordierita, Qzo = quartzo, Mgt = magnetita, Fct = fuchcita.

4.4 Geocronologia

No intuito de determinar a idade de cristalização para o Complexo Vila Nova, coletou-se uma amostra de metavulcânica, amostrada no ponto CB-19, para a separação de grãos de zircão. A amostra foi analisada pelo método U-Pb por meio da técnica LA-ICP-MS no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP.

Foram imageados e analisados pelo método de catodoluminescência, 248 grãos de zircões com tamanhos variáveis entre 0,15 a 0,3 mm. Apresentam forma prismática e zonação concêntrica, são subédricos e possuem grau de fragmentação variável.

A análise pontual nos grãos de zircão, revelaram idades de 2171 ± 47 Ma para a cristalização do metadesito (figura 19).

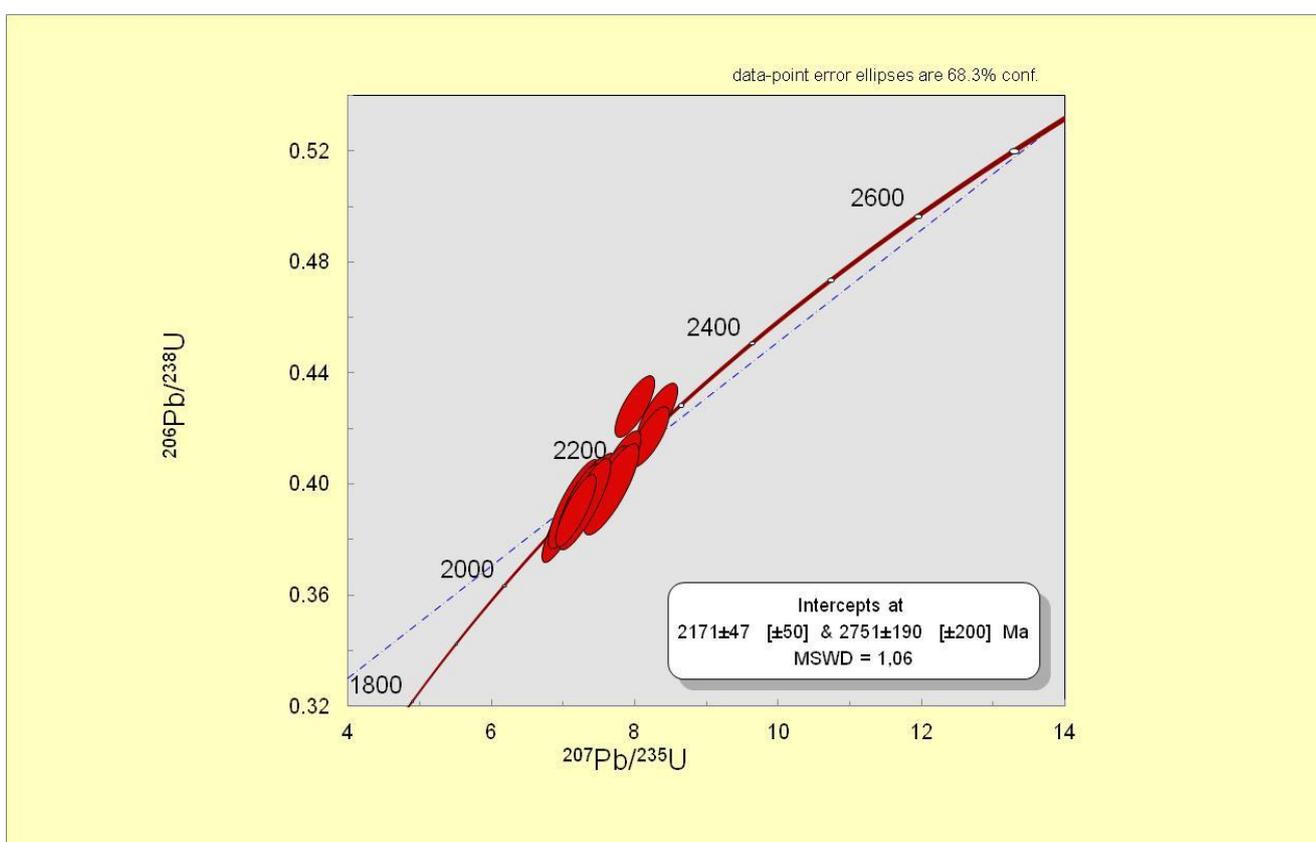


Figura 19. Diagrama concórdia da amostra CB-19.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS E DISCUSSÕES

O Complexo Vila Nova exhibe grande variedade de litologias no pacote metavulcanossedimentar, incluindo metamafitos (anfíbolitos e anfíbólio-xistos), ultrametamafitos (tremolita-xistos), cornubianitos máficos e rochas metassedimentares (metapelitos, quartzitos e metaconglomerados), além de rochas químico-exalativas (hematita xistos).

Destas litologias, os anfíbolitos, metaconglomerado, e quartzitos apresentam as feições mais claras de texturas reliquiares. Nos anfíbolitos as feições reliquiares são encontradas nos anfíbolitos e correspondem ao bandamento granulométrico e composicional, presença de textura blastoamigdaloidal e relictos de plagioclásio ígneo, identificados pela forma prismática.

Em algumas rochas, principalmente naquelas submetidas a alto grau metamórfico, o bandamento composicional pode representar uma foliação secundária. Neste caso, a instabilidade crescente gerada em rochas sob efeitos de tensão, aumenta os mecanismos de difusão e gera segregação metamórfica. Já, nas rochas de baixo a médio grau metamórfico, é comum a preservação do acamadamento original, caracterizando um bandamento primário. Como as feições de deformação não são suficientemente significativas para originar segregação metamórfica assume-se que a origem do bandamento esteja relacionada ao acamadamento da rocha.

Para a origem do acamadamento composicional e granulométrico, característico dos anfíbolitos analisados, são aventadas as seguintes hipóteses: (1) Metamorfismo de rochas epiclásticas formadas na zona proximal do centro

vulcânico. Nesta hipótese, a formação do bandamento é controlado por processos sedimentares de erosão e deposição da área fonte; (2) Metamorfismo de rochas piroclásticas (tufos), nas quais as variações de granulometria e composição são condicionadas pelo gradiente térmico, gerando diferenças de densidade e estratificação; (3) Representam um caráter deposicional misto, em que lavas seriam intercalados a rochas epiclásticas ou vulcanoclásticas.

Nos metaconglomerados miloníticos, apesar do alto grau de arredondamento dos grânulos de quartzo, a presença de epidoto, marcando o acamadamento sugere baixo retrabalhamento do sedimento durante seu transporte. Como o epidoto é formado no metamorfismo a partir de argilas ricas em cálcio (Ca), e o Ca se dissocia facilmente da estrutura cristalina da argila em meio aquoso, é necessário que haja um rápido transporte do sedimento, para que o Ca permaneça na estrutura da argila e venha a formar o mineral. Porém, há também metaconglomerados miloníticos em que a S0 é marcada por trilhos milimétricos, descontínuos e irregulares formados por fuchsita. A fuchsita é uma mica rica em cromo e a sua presença nos metaconglomerados, assim como na matriz e ,na estratificação acanalada dos quartzitos, sugerem a erosão de áreas fontes como os complexos máfico-ultramáficos portadores de cromita, tal como o Complexo Bacuri (Borghetti *et al.* 2013).

Com base nas assembleias minerais, microtexturas e microestruturas, foram identificados dois eventos metamórficos (Mo) e (Mc) e dois eventos de deformação (D₁) e (D₂).

O evento metamórfico **(MO)**, de metamorfismo regional orogênico está associado ao início da atuação de **D₁** e **D₂**. Durante este evento ocorreu o pico do metamorfismo na região, representado pela paragênese mineral granada+hornblenda+biotita (diopsídio) nos metamafitos, indicando temperaturas em torno de 550 a 650 °C e pressão intermediária (6 Kbares) (Figura 20).

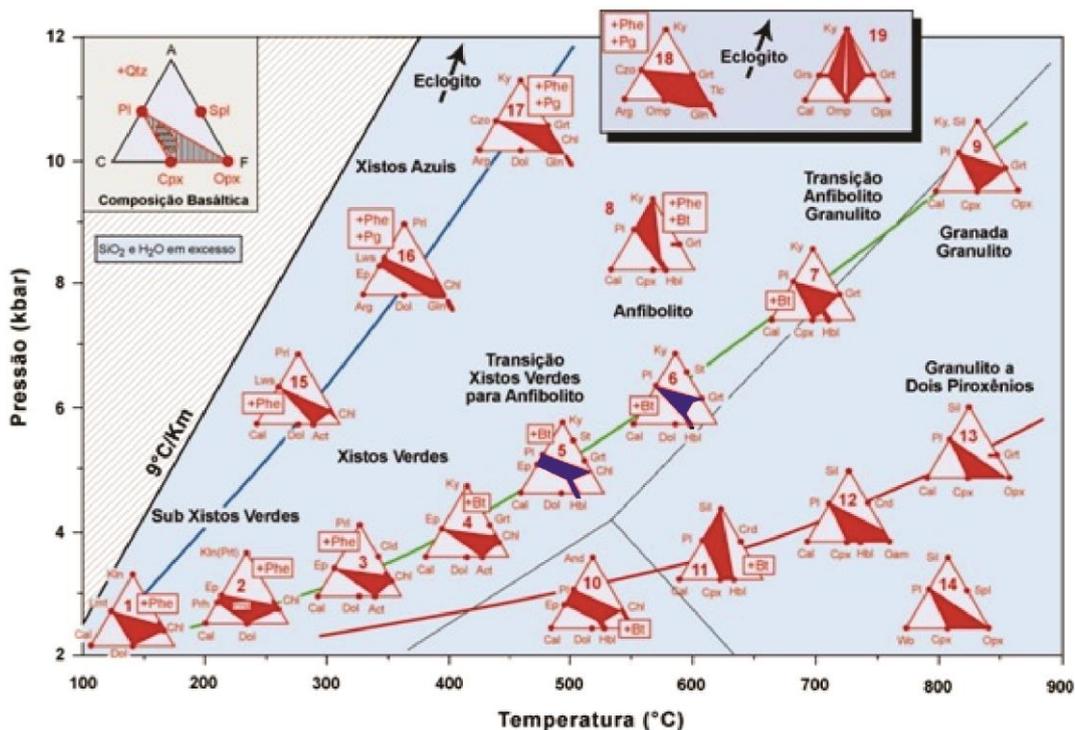


Figura 20. Grade petrogenética para metabasitos. Nos campos destacados em azul, as condições de metamorfismo indicadas pela paragénesis Granada + Hornblenda + Biotita (Diopsídio). Modificada de Bucher & Grapes (2011).

As microestruturas relacionadas aos estágios D1 (compressivo) e D2 (cisalhamento) correspondem ao desenvolvimento de dobras com geometria suave a aberta e dobras isoclinais a fechadas (S_1) quando há o desenvolvimento da clivagem de crenulação (S_2), respectivamente.

O evento metamórfico **MC**, de metamorfismo de contato, pode estar relacionado à intrusão de magmas graníticos na sequência, devido a movimentos transcorrentes. Esta hipótese é reforçada pela presença de um leucogranito com foliação bem desenvolvida amostrado no furo de sondagem VGN-28, com relação de intrusão nas encaixantes. As paragéneses minerais diopsídio+hornblenda + tremolita e hornblenda + plagioclásio indicam temperaturas da ordem de 500°C a 650 °C.

O retrometamorfismo sob condições de fácies xisto verde foi determinado com base na paragénesis epidoto+clorita+sericita, encontrado em anfibólitos, e pela paragénesis hornblenda + clinocloro + clorita encontrada em anfibólito xisto. Nos anfibólitos o retrometamorfismo está associado à clivagem de fratura (S_3), aonde a

percolação de fluidos é maior. Esta feição pode estar relacionada ao metamorfismo de contato (MC), ou devido ao processo de exumação.

A análise geocronológica pelo método U-Pb em zircão apontou a idade de 2171 ± 47 Ma para uma amostra de metamafito. Essa informação permite incluir as rochas metavulcânicas da região de Cupixi em um estágio de fechamento oceânico, em parte com semelhança ao Cinturão de Ipitinga, situado a oeste da área estudada.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AVELAR, V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centronorte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. 213 p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém. (Tese de Doutorado).

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France*, 2-3-4:83-100.

BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da folha NA/NB.22 Macapá. In: BRASIL/MME. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. v.6, p.1-27.

BORGHETTI, C. 2013. Evolução geológica e geotectônica da região do Cupixi, Porto Grande, Amapá. Tese de Doutorado. Em desenvolvimento.

BORGHETTI, C.; PHILIPP, R.P.; BASEI, M.A.S.; MANDETTA, P. 2013. Evolução tectônica do Complexo Vila Nova na região do Cupixi, Porto Grande, Amapá. XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII Symposium on Tectonics, Boletim de Resumos Expandidos, Chapada dos Guimarães, SBG, ST-2.

BUCHER., & GRAPES, R.H. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer, 8th edition, 428p.

CARVALHO, J.M de A; FARACO, M.T.L; KLEIN, E.L. 1995. Geoquímica e metalogenia do ouro na Província Metalogenética do Amapá/NW do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., Niterói, 1995. **Anais...** Niterói, SBGq. (CD-ROM).

COELHO FILHO, A.C. 1998. Exaustão das Reservas Remanescentes do Distrito Manganífero de Serra do Navio. ICOMI (Relatório Interno).

CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Actas do II Congresso Chileno, Arica, Chile, v.4, p. 137-148.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 78-88.

CORDANI, U.G. & SATO, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes*, **22**(3): 167-173.

DELOR, C.; LAHONDÈRE, D.; EGAL, E.; LAFON, J.M.; COCHERIE, A.; GUERROT, C.; ROSSI, Ph.; TRUFERT, C.; THEVENIAUT, H.; PHILLIPS, D.; FARACO, M.T.L. 1997. Evolução petroquímica-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). 245p. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém. (Tese de Doutorado).

FERRAN, A. de; (1988). Depósito de Ouro de Salamangoene e Mutum, Calçoene, Amapá. In: Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM.MME.V3.p.581-577.Brasilia.

GIBBS, A. K.; OLSZEWSKI JR., W. J. (1982) Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precambrian Research*, v. 17, p. 199-214.

GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILA, R. (1985) Rb/Sr and Sm/Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research*, v. 30, p. 63-80

JORGE JOÃO, X. da S.; FRIZZO, S. J.; MARINHO, P. A.; CARVALHO, J. M. de A.; SILVA NETO, C. S.; SOUZA, A. N.; GUIMARÃES, L. R. 1978. *Projeto Sudoeste do Amapá*. Belém: DNPM/ CPRM,., v. 1-A, 224 p. (Relatório Final).

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. Geologia. In: *Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, I/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6).

McREATH, I. & FARACO, M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão, 1997. Extended Abstracts, p.194-196.

MACREATH I. & FARACO M.T.L. 2006. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana Shield-West African craton province. *Revista do Instituto de Geociências-USP. Geol. USP Sér. Cient.*, **5**(2):49-63

MONTALVÃO, R.M.G. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Manaus, 1984. Anais, SBG, p.54-57

MONTALVÃO, R.M.G. de .1985a. Petrologia das rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Vila Nova (Greenstone Belt) e Grupo Parima (Greenstone Belt) e encaves na região do Parima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p. 110-123.

PAIVA, G. de 1946. Ferro. Território Federal do Amapá. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. Rio de Janeiro. 79:117-118.

PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlim, 366 p.

PIMENTEL, M.M.; FERREIRA FILHO, C.F.; SPIER, C.A. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. Rev. Bras. Geoc., 32: 371-376.

RICCI, P.S.F.; CARVALHO, J.M.A.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; VALE, A.G.; MACAMBIRA, E.M.B.; ARAÚJO, O.J.B. 2001. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. Belém, CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

ROSA-COSTA, L.T. 2006b. Geocronologia 207Pb/206Pb, Sm-Nd, U-Th-Pb e 40Ar-39Ar do Segmento Sudeste do Escudo das Guianas: Evolução Crustal e Termocronologia do Evento Transamazônico. 226p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, CG, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém.

ROSA-COSTA, L.T., Silva, C.M.G., Barbosa, J.P.O., Costa Neto, M.C., 2012. Projeto Folha Rio Araguari e NA.22-Y-B. Mapa Geológico (1:250.000). CPRM, Belém.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Res., 3(4): 453-488.

SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S. (coords.) Contribuição à Geologia da Amazônia. Belém, SBG-NO, p. 91-142.

SCARPELLI, W. - 1973 - The Serra do Navio manganese deposit (Brazil). Genesis of pre Cambrian Iron and Manganese Deposits. Proc. Kiev Symposium. Paris - UNESCO, 217-228.

SPIER, C. A. 1999 . Petrologia e metalogênese dos depósitos de cromita associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, AP. 1999. 41p. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília. (Dissertação de Mestrado).

SPIER, C.A. & FERREIRA FILHO, C. F. 1999. Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Rer. Bras. Geoc.*, 29:173- 178.

TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. (Tese de Livre-docência).

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, 22(3): 174-182.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, SBG. p. 41-95.

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. **Precambrian Res.**, 42: 213-227.

VANDERHAEGHE, O.; LEDRU, P.; THIÉBLEMONT, D.; EGAL, E.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MILÉSI, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Res.*, **92**: 165-193.

VEIGA, A. T. C.; BRAIT FILHO, L.; OLIVEIRA, C. A. C. de. Geologia da Província Aurífera de cassiporé - Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985. Belém. *Anais.* . Belém: SBG. 1993. p. 135-146.

7. ANEXOS

Anexo 1: Descrições Microscópicas

Lâmina VGN-12	
Classificação Anfibolito	
Descrição Microscópica	
<p>A textura decussada predomina nesta lâmina. Os cristais de hornblenda apresentam pleocroísmo em tons de verde, são prismáticos, xenoblásticos, com tamanho variável entre 0,6mm a 2,5mm.</p> <p>Os cristais de diopsídio são incolores, possuem forma prismática, xenoblásticos com tamanho variável entre 0,5mm a 1,5mm. Apresentam textura do tipo peneira, com inclusões de hornblenda de 0,1mm.</p> <p>Também é constituída por tremolita, incolor, de forma prismática, xenoblástica, com tamanho variável entre 0,8mm a 1,2mm. Os cristais de tremolita apresentam textura em peneira, com inúmeras inclusões de hornblenda, com tamanho aproximado de 0,1 mm.</p> <p>A mineralogia acessória é formada por epidoto, granular, idioblástico, e por carbonato, que ocorrem principalmente nas adjacências de um veio de 0,3mm de espessura.</p>	
ANÁLISE MODAL	
Hornblenda - 50%	Diopsídio - 25%
Tremolita - 20%	Epidoto - 3%
Carbonato - 2%	

Lâmina VGN-15	
Classificação - Anfibólito	
<p>Descrição microscópica</p> <p>A textura nematoblástica é predominante, evidenciada pela orientação dos cristais de hornblenda, os quais possuem pleocroísmo em tons de verde claro, forma pseudo-hexagonal, e são subdioblásticos.</p> <p>Apresenta também textura lepidoblástica definida pela orientação dos cristais de biotita, os quais possuem coloração avermelhada, são euédricos, com seção lateral variando entre 2mm a 1 mm.</p> <p>Possui bandamento (ou “acamamento”) caracterizado por bandas irregulares e contínuas de espessura milimétrica (1-2 mm), caracterizadas por variação composicional, contendo níveis compostos por hornblenda e níveis com hornblenda, plagioclásio e biotita. A variação granulométrica é verificada pela alternância da textura nemastoblástica média, com 0,1 a 0,3 mm, de espessura e textura nematoblástica grossa com 1 a 2 mm.</p> <p>Os cristais de plagioclásio são equidimensionais, predominantemente subdioblásticos, alguns xenoblásticos, com tamanho variável entre 0,5 mm a 0,7 mm. A presença de maclas difusas no plagioclásio evidencia processos deformacionais na rocha.</p> <p>Os cristais de titanita, possuem cor alaranjada e forma arredondada, com tamanho variando entre 0,2mm a 0,05mm.</p>	
Análise Modal:	
Anfibólio - 61%	Plagioclásio - 32%
Magnetita - 2%	Titanita – 1%
Quartzo-1%	Biotita- 3%

Lâmina VGN-26		
Classificação – Tremolita Xisto		
Descrição microscópica:		
<p>A principal textura é a nematoblástica, caracterizada por cristais aciculares subdioblásticos de tremolita, incolores, com tamanho entre 0,3mm a 5mm. Nos grãos maiores apresenta textura poiquiloblástica, com incusões de quartzo de aproximadamente 0,1mm.</p> <p>Também é observada textura granoblástica poligonal formada por níveis descontínuos e irregulares de quartzo, de 10mm a 6 mm espessura cujos cristais variam entre 0,5mm e 2mm.</p> <p>Em algumas porções da lâmina há cristais de plagioclásio, prismáticos (origem ígnea), subédricos, com textura mirmequítica, e tamanho variável entre 0,3 a 0,6mm. Apresentam-se muito alterados por sericita.</p> <p>Observam-se duas foliações na lâmina. A foliação S1 é caracterizada por cristais aciculares subdioblásticos de tremolita, constituindo dobras com geometria apertada. A clivagem de crenulação é responsável pela foliação S2, gerada pelo alinhamento dos minerais paralela ao plano axial das dobras.</p>		
Análise Modal:		
Tremolita – 65%	Quartzo - 30%	Plagioclásio - 3%
Sericita - 2%		

Lâmina VGN- 35		
Classificação - Anfibolito		
Descrição Microscópica:		
<p>A textura principal é a nematoblástica média, formada por hornblenda com pleocroísmo em tons de verde claro, forma prismática, idioblásticas e subidioblásticas, com tamanho variável entre 0,2mm (+ comum) a 1mm.</p> <p>Bandas descontínuas e irregulares, dobradas, com espessura variáveis entre 0,5mm a 1mm, formados por epidoto. Os cristais possuem tamanho variável entre 0,05mm a 0,2mm e são xenoblásticos a idioblásticos.</p> <p>Os minerais opacos formam trilhas contínuas e irregulares nas bandas de hornblenda, e também próximo a fraturas, associado ao epidoto, que cortam a foliação principal em ângulo.</p>		
Análise Modal		
Hornblenda- 93%	Plagioclásio 5%	Opacos - 2%

Lâmina VGN -44	
Classificação: Anfibolito	
Descrição Microscópica	
<p>A textura grano-nematoblástica é predominante. É composta por cristais de hornblenda, com pleocroísmo em tons de verde escuro, com tamanho variável entre 0,4mm a 3mm. Os cristais maiores possuem inclusões de quartzo (0,2mm) e de biotita (seção lateral com tamanho médio de 0,3mm), a qual marca o estágio sin-tectônico a S1 de formação dos porfiroblastos. A textura granoblástica poligonal é composta por plagioclásio equidimensional, com tamanho de 0,1mm, maclado e alterado para sericita., e também por quartzo, com contato poligonal a interlobado, de 0,3mm.</p> <p>A textura lepidoblástica é subordinada, e caracteriza-se pela orientação dos cristais de biotita, os quais possuem cor avermelhada, hábito lamelar, subdioblásticos, cuja seção lateral varia entre 0,3mm a 0,8mm.</p> <p>Há também bandas contínuas e irregulares, com 1mm de espessura, formadas exclusivamente por textura granoblástica poligonal, com cristais de plagioclásio equidimensionais de 0,1mm, com maclapolissintética, e encontram-se sericitizados. A banda também possui quartzo com contato interlobado a poligonal, com tamanho variável entre 0,3mm a 0,8mm.</p>	
Análise Modal:	
Hornblenda – 62%	Plagioclásio – 20%
Biotita – 10%	Quartzo – 7%
Titanita – 1%	

Lâmina VGN-45
Classificação - Anfibolito
Descrição microscópica: <p>A textura predominante é nematoblástica média (0,2-0,5) caracterizada pela orientação da hornblenda. Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo em tons de bege a verde escuro, forma pseudo-hexagonal, idioblásticos, alguns cristais subidioblásticos.</p> <p>Subordinadamente apresenta textura granoblástica poligonal média (0,2mm), marcada por cristais de plagioclásio, equidimensionais, xenoblásticos. Observam-se também plagioclásio de origem ígnea com tamanho variando entre 0,5 mm a 1 mm, os quais conservam a forma prismática alongada, são subédricos, e apresentam macla polissintética, por vezes difusa, e zonação normal ígnea. Apresenta também textura blastoamigdaloidal, constituída por quartzo, com forma elíptica, e tamanho variável entre 0,5 mm – 1mm.</p> <p>A textura lepidoblástica é definida pela orientação dos cristais de biotita. Estes apresentam coloração avermelhada, forma lamelar, e seção lateral variável entre 0,5mm a 0,3mm.</p> <p>Observam-se feições de retrometamorfismo em fácies xisto verde, evidenciada pelo crescimento irregular de sericita, clorita e epidoto.</p> <p>A lâmina é cortada por injeção tabular com espessura de 3 mm, de meta-diorito, com estrutura foliada marcada pela orientação de hornblenda, com textura nematoblástica grossa (1-2mm), e subordinadamente por textura granoblástica grossa, com cristais de plagioclásio equidimensionais com 0,4mm, subidioblásticos, apresentando contatos interlobados. Também apresenta plagioclásio ígneo, prismático, subédrico com tamanho médio de 0,2mm.</p>
Análise Modal:

Hornblenda- 63%	Magnetita - 3%
Plagioclásio- 30%	Quartzo -< 1%
Biotita - 3%	Titanita -<1%

VGN - 51
Classificação - Cornubianito Máfico
<p>Textura decussada predominante composta por cristais aciculares de hornblenda, subdioblásticas, com pleocroísmo em tons de verde claro, com forma acicular, e tamanho variável entre 0,5mm a 1mm. A textura granoblástica é subordinada, constituída por cristais de plagioclásio equidimensionais, com 0,2mm aproximadamente. Apresenta minerais opacos, com 0,01mm.</p>
Análise Modal:
<p>Hornblenda - 90% Plagioclásio - 7%</p> <p>Magnetita - 3%</p>

Lâmina PIA-12		
Classificação - Anfibolito		
Descrição microscópica:		
<p>Apresenta bandamento composicional marcada por níveis com hornblenda e bandas compostas por plagioclásio.</p> <p>A textura nematoblástica média é predominante e é evidenciada pela orientação dos cristais de hornblenda, em bandas descontínuas e irregulares com espessura média de 1,2 mm. Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo em tons de bege a verde, forma pseudo-hexagonal, e são subdioblásticos, com tamanho variável entre 0,2 mm a 0,8 mm.</p> <p>A textura granoblástica poligonal é caracterizada por bandas de 0,3mm, descontínuas e irregulares, compostas por cristais de plagioclásio equidimensional, com contatos retos, subdioblásticos xenoblásticos com tamanho variável entre 0,2 mm a 0,7 mm. Alguns apresentam macla polissintética, as quais encontram-se difusas.</p> <p>Na lâmina é possível identificar minerais característicos de retrometamorfismo de fácies xisto verde (clorita, sericita, magnetita e titanita), os quais aparecem como produtos de alteração próximos a fraturas.</p>		
Análise Modal:		
Hornblenda - 65%	Titanita - 1%	Clorita - 3%
Plagioclásio - 25%	Magnetita - 4%	Sericita - 2%

Lâmina PIA-06	
Classificação –Cordierita-Granada-Biotita Xisto	
<p>Descrição microscópica</p> <p>O acamamento é definido por níveis com espessura de 1,2mm irregulares e descontínuos, de quartzo e cordierita, alternados com níveis irregulares e contínuos de 2 a 10mm compostos por granada e biotita, descritos a seguir.</p> <p>Nas bandas formadas por granada e biotita, a textura principal é alepidoblástica, marcada pela orientação da biotita. Os cristais de biotita possuem coloração avermelhada, forma lamelar, subdioblástica e possuem seção lateral variável entre 0,5 mm a 1,2 mm. Subordinadamente, apresenta a textura porfiroblástica, com cristais de granada com até 8mm, granulares xenoblásticas. Possuem inclusões de quartzo de até 0,1mm. A granada possui inclusões paralelas à foliação, caracterizando uma textura sin-tectônica, que durante a rotação gerou o dobramento da biotita. Também são observadas bandas formadas por porfiroblastos de cordierita, pseudo-hexagonais, xenoblásticos, de coloração esbranquiçada, com tamanho aproximado de 1mm, com inclusões de biotita. Altera-se para pinina. A textura granoblástica é evidenciada pelos cristais de quartzo, com tamanho variável entre 0,2 mm a 0,6 mm, os quais possuem contatos interlobados e são xenoblásticos.</p>	
Análise Modal	
Cordierita -15%	Biotita - 36%
Quartzo -20%	Granada –25%
Magnetita – 3%	

Lâmina CB-01	
Classificação –Metaconglomerado milonítico	
<p>Descrição microscópica</p> <p>Metaconglomeradomilonítico, matriz suportado, monomítico, bem selecionado, com grânulos de quartzo arredondados, de tamanho variável entre 2,0 a 2,5mm, os quais possuem extinção ondulante e encontram-se estirados. A matriz é composta por quartzo, com contatos interlobados a poligonais, com tamanho variável entre 0,05 a 0,1mm, que caracteriza a textura granoblástica fina.</p> <p>A S0 é marcada por trilhas, descontínuas e irregulares, com 0,02mm de espessura, caracterizadas pela textura lepidoblástica, formadas por lamelas de fuchsite, incolores, euédricas, com tamanho variável entre 0,1mm a 0,2mm. Na matriz também ocorrem cristais de titanita, de cor laranja, com forma arredondada, anédricas, variando de 0,05 a 0,1mm. A clorita aparece neste níveis.</p>	
Análise Modal:	
Quartzo- 96%	Fuchsite- 2%
Clorita- 1%	Biotita- 1%

Lâmina CB-08	
Classificação – Cornubianito Máfico	
Descrição microscópica	
<p>Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo em tons de verde, apresentam textura decussada, possuem tamanho aproximado de 0,6mm, e são xenoblásticos.</p> <p>A textura granoblástica poligonal é subordinada, formada por quartzo com tamanho aproximado de 0,07mm, formando subgrãos?, e por cristais de plagioclásio equidimensionais, com macla polissintética difusa, e tamanho aproximado de 0,08mm.</p> <p>Os cristais de magnetita possuem formato octaédrico, são idioblásticos a subidioblásticos com tamanho variável entre 0,1 a 0,7mm</p>	
Análise Modal:	
Hornblenda – 44%	Plagioclásio- 40%
Magnetita – 6%	Epidoto – 5%
Clorita- 3%	Quartzo- 2%

Lâmina CB-010
Classificação – Quartzito milonítico
Descrição microscópica Quartzito com textura granoblástica fina interlobada (0,1mm a 0,05mm), cristais de quartzo alongados gerando foliação. Os cristais de magnetita ocorrem dispersos com tamanho variável entre 0,02mm a 0,06mm, com formato octaédrico e são idioblásticos a subdioblásticos.
Análise Modal: Quartzo- 90% Magnetita- 10%

Lâmina CB-19					
Classificação – Anfibolito					
<p>Descrição microscópica</p> <p>A S0 é definida por bandas com variação composicional, descritas abaixo.</p> <p>As bandas com predomínio de textura nematoblástica, com espessura de 7,5mm, são compostas por hornblenda, com tamanho variando entre 0,2 a 0,8mm, com pleocroísmo em tons de amarelo a verde. Também há presença de textura granoblástica poligonal fina, formada por diopsídio, que têm tamanho variável entre 0,4mm a 1,2mm. Nestes níveis observa-se a transformação de hornblenda para diopsídio. A orientação dos cristais de hornblenda que configura a textura nematoblástica, é paralela ao acamamento gerando a foliação S1.</p> <p>As bandas caracterizadas pela textura granoblástica poligonal, são compostas por plagioclásio, diopsídio e hornblenda, com textura nematoblástica subordinada. Apresenta cristais equidimensionais de plagioclásio de 0,4mm. Há também cristais de plagioclásio prismáticos, de origem ígnea, os quais são anédricos, com tamanho aproximado de 0,15mm.</p> <p>A foliação S2 é incipiente e é gerada pela orientação mineralógica dos cristais, cortando as foliações S0 e S1 em alto ângulo.</p>					
<p>Análise Modal:</p> <table> <tr> <td>Plagioclásio- 45%</td> <td>Hornblenda- 35%</td> </tr> <tr> <td>Diopsídio- 19%</td> <td>Magnetita - 1%</td> </tr> </table>		Plagioclásio- 45%	Hornblenda- 35%	Diopsídio- 19%	Magnetita - 1%
Plagioclásio- 45%	Hornblenda- 35%				
Diopsídio- 19%	Magnetita - 1%				

Lâmina VGN-28		
Classificação - Anfibolito		
Descrição microscópica:		
<p>Apresenta bandamento composicional marcada por níveis com hornblenda e granada e bandas compostas por plagioclásio.</p> <p>A textura nematoblástica média é predominante e é evidenciada pela orientação dos cristais de hornblenda, em bandas descontínuas e irregulares com espessura média de 1,5 mm. Os cristais de hornblenda possuem pleocroísmo em tons de verde escuro, forma pseudo-hexagonal, e são subdioblásticos, com tamanho variável entre 0,5 mm a 0,8 mm. Nestes níveis destaca-se a textura porfiroblástica, com cristais de granada, com forma arredondada, subdioblásticos, e tamanho variável entre 0,8mm a 1mm.</p> <p>A textura granoblástica poligonal é caracterizada por bandas de 0,5mm, contínuas e irregulares, compostas por cristais de plagioclásio equidimensional, com contatos retos, subdioblásticos a xenoblásticos com tamanho variável entre 0,2 mm a 0,5 mm.</p> <p>A mineralogia acessória é composta por magnetita e clorita, que altera a hornblenda.</p>		
Análise Modal:		
Hornblenda - 65%	Granada - 15%	Clorita - 3%
Plagioclásio - 15%	Magnetita - 2%	

Lâmina VNG-18**Classificação- Biotita-hornblenda-tremolita-xisto****Descrição Microscópica:**

A textura nematoblástica grossa é predominante. Nesta lâmina observa-se a zonação mineral, caracterizada pelo núcleo do cristal formado por tremolita e a partir do núcleo, ocorre crescimento de hornblenda, compondo a borda do cristal. Os cristais possuem hábito acicular, são idioblásticos a subidioblásticos, com tamanho variável entre 3mm a 5mm.

Os cristais de biotita possuem cor avermelhada, são lamelares, xenoblásticos a idioblásticos, com tamanho variável de 1mm a 1,5mm.

Análise Modal:

Tremolita -55%	Hornblenda- 40%
Biotita – 4%	Clinocloro- 0,5%
Magnetita- 0,4%	Titanita- 0,1%