

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA
ASSOCIADA NO ALVO VE-3, PORTO NACIONAL - TO
(044-500/ TF-07)**

FERNANDA DE MESQUITA LOBO VELOSO

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
Co-orientadores: Prof. Dr. Caetano Juliani e
Geólogo Oscar Neto (Verena Minerals Corporation)

São Paulo
Janeiro/2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Estudo da Alteração Hidrotermal Associada a Veios
de Quartzo Auríferos do Alvo V-3, Porto Nacional -
TO**

Fernanda de Mesquita Lobo Veloso

Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt _____

Prof. Dr. Gergely Andrez Júlio Szabó _____

Profa. Dra. Gianna Maria Garda _____

São Paulo

2004

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ESTUDO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MINERALIZAÇÃO AURÍFERA
ASSOCIADA NO ALVO VE-3, PORTO NACIONAL - TO
(044-500/ TF-07)**

FERNANDA DE MESQUITA LOBO VELOSO



DEDALUS - Acervo - IGC



30900016340

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt
Co-orientadores: Prof. Dr. Caetano Juliani e
Geólogo Oscar Neto (Verena Minerals Corporation)

São Paulo
Janeiro/2005

TF
V443
FML.2

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO DA ALTERNÂNCIA MINERAL E METAMORFISMO ALTA PRESSÃO
ASSOCIADA AO ALTO VEZ PORTO NACIONAL - TO
(1945-1957)



FERNANDA DE MESQUITA LOBO VELLOSO

Orientador: Prof. Dr. Jorge Luiz Bordin
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Lacerda
Geólogo: José Luiz Bordin (1945-1957)

São Paulo
1957

Resumo

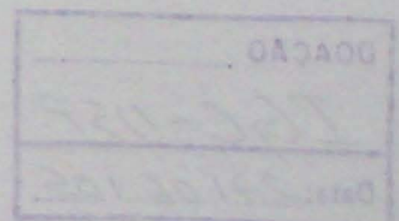
A região de Porto Nacional está inserida na Província Tocantins que representa um orógeno Brasileiro entre os crátons São Francisco e Amazônico. Esta província é dividida em Faixas de Dobramentos. A área em estudo está inclusa na porção norte-nordeste da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), na porção oriental da Província Tocantins em contato oeste com a borda do Cráton São Francisco.

O Complexo Acamadado Máfico-Ultramáfico VE-03 está localizado entre a cidade de Porto Nacional e Monte do Carmo e é formado por intercalações de wehrlitos, clinopiroxênitos, hornblenditos e gabros. Entre essas rochas há litotipos transicionais como olivina hornblenda clinopiroxenito, clinopiroxênio hornblendito, entre outros.

A porção sul do complexo VE-03 foi intensamente afetada por processos de alteração hidrotermal, tanto de estilo pervasivo quanto fissural. A alteração hidrotermal pervasiva substitui a mineralogia ígnea e metamórfica anterior, a fissural oblitera minerais, texturas e estruturas primárias da rocha.

A alteração hidrotermal está relacionada com a Zona de Cisalhamento Conceição de caráter rúptil-dúctil, que afeta as rochas próximas da cidade de Monte do Carmo. Essa zona de cisalhamento promove uma foliação milonítica nas rochas e cria locais preferenciais para percolação de fluidos.

Os fluidos causadores da alteração hidrotermal contêm H_2O e bastante $CaCO_3$ com minerais de ouro titânio, pirita, e calcopirita associados, fazendo do complexo VE-03 um ótimo prospecto mineral.



Resumo

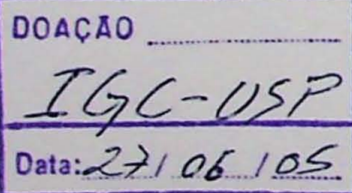
A região de Porto Nacional está inserida na Província Tocantina que representa um orógeno Brasileiro entre os cristais São Francisco e Amazônica. Esta província é dividida em Faixas de Dobramento. A área em estudo está incluída na porção nordeste da Faixa de Dobramento Brasília (FDB), na porção oriental da Província Tocantina em contato oeste com a borda do Cristal São Francisco.

O Complexo Acanado Mafico-Ultramáfico VE-03 está localizado entre a cidade de Porto Nacional e Monte do Carmo e é formado por intercalações de wehrlita, clinopiroxênitos, hornblendas e gabros. Entre essas rochas há litologias transicionais como olivina hornblenda clinopiroxênito, clinopiroxênito hornblenda, entre outros.

A porção sul do complexo VE-03 foi intensamente afetada por processos de alteração hidrotermal, tanto de estilo pervalso quanto fissural. A alteração hidrotermal pervasiva substituiu a mineralogia ígnea e metamórfica anterior, a fissural colmata fraturas, texturas e estruturas primárias da rocha.

A alteração hidrotermal está relacionada com a Zona de Cisalhamento Conceição de caráter dútil-dútil, que afeta as rochas próximas da cidade de Monte do Carmo. Essa zona de cisalhamento promove uma foliação milonítica nas rochas e cria locais preferenciais para percolação de fluidos.

Os fluidos causadores da alteração hidrotermal contém H_2O e bastante $CaCO_3$, com minerais de ouro titânio, zircão, a calcopirita associados, fazenda do complexo VE-03 um ótimo prospecto mineral.



Abstract

The Porto Nacional region belongs to the Tocantins Province, which represents an orogen that developed during the Neoproterozoic, between the São Francisco and the Amazonian Craton. This province encompasses the Paraguai-Araguaia and Brasília fold belts. The study area is located at the north-northeastern part of the Brasília fold belt (eastern sector of the Tocantins Province), along the western margin of the São Francisco Craton.

The VE-03 mafic-ultramafic complex, situated between the Porto Nacional and Monte do Carmo county, consists of tectonically interbedded wehrlite, clinopyroxenite, hornblende, and gabbro. Transitional rocks as well as olivine-hornblende-pyroxenite, clinopyroxenite, hornblende, etc., are also described.

The rocks of the southern portion of the VE-03 complex contain a number of mineralogical and textural features which indicate that they have been strongly affected by selective pervasive and fissural-pervasive hydrothermal alteration processes. The selective pervasive hydrothermal alteration includes a consistent overprinting (replacement) of the pre-existing igneous and metamorphic mineral assemblages, and promotes the obliteration of primary texture and structures of the rocks. The different hydrothermal alteration styles are associated with the brittle-ductile Conceição Shear Zone, which affects the proximal rocks of the Monte do Carmo county, and is also responsible for fluid-rock interaction during hydrothermal alteration, development of penetrative strain (mylonitic foliation), and dilational subsidiary structures, which are more favourable sites for metal deposition. Ore- and gangue minerals common to the gold-related alteration zones are: silicate-minerals, calcite with associated titanite, pyrite, calcopyrite and gold.

The nature and distribution of the alteration zones, as envisaged in this study, are of obvious importance in order to elaborate better exploration models and evaluate the gold potential of the Porto Nacional region.

1	INTRODUÇÃO.....	3
2	OBJETIVOS	4
3	JUSTIFICATIVAS	4
4	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	5
5	MATERIAIS E MÉTODOS	5
6	PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	6
6.1	GEOLOGIA REGIONAL.....	6
6.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	8
6.3	GEOLOGIA DO COMPLEXO.....	10
7	MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DESCRIÇÃO DOS LOG'S DE SONDAÇÃO .	16
7.1	MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	16
7.1.1	<i>Descrição das unidades encontradas no campo.....</i>	<i>16</i>
7.1.2	<i>Descrição de testemunhos de sondagens.....</i>	<i>17</i>
7.1.2.1	Descrição Petrográfica Macroscópica.....	17
7.1.2.2	Descrição Microscópica.....	18
8	DESCRIÇÃO DAS UNIDADES.....	18
9	COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA.....	21
10	METAMORFISMO	22
11	ESTILOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	26
11.2	PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	27
	<i>Sericitização</i>	<i>27</i>
	<i>Carbonatização.....</i>	<i>28</i>
	<i>Biotitização.....</i>	<i>29</i>
	<i>Cloritização</i>	<i>30</i>
	<i>Silicificação</i>	<i>32</i>
	<i>Epidotização.....</i>	<i>34</i>
	<i>Sulfetação</i>	<i>35</i>
11.2.1	<i>Microscopia eletrônica de varredura.....</i>	<i>36</i>
11.2.2	<i>Considerações sobre a alteração hidrotermal.....</i>	<i>40</i>
12	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	40
13	CONCLUSÕES.....	45
14	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47
ANEXOS		
Anexo 1 - Mapas		
Anexo 2 - Fotos		
Anexo 3 - Figuras e tabelas		
Anexo 4 - Gráficos EDS		

1 INTRODUÇÃO

A região de estudo localiza-se entre os municípios de Monte do Carmo e Porto Nacional, no Estado do Tocantins. A região tem como atividades econômicas principais a agricultura e a pecuária; outra atividade econômica de destaque é a atividade garimpeira de ouro, diamante e pedras semi-preciosas.

O objeto do estudo, o Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado e mineralizações correlatas, cognominado de Alvo VE-3 pela companhia de prospecção mineral Verena Minerals Corporation, pertence a um conjunto de plútons máfico-ultramáficos da região, descobertos e delineados durante a execução de programas de exploração mineral desenvolvidos pela companhia, incluindo levantamento aeromagnetométrico e campanhas de sondagem rotativa.

O complexo máfico-ultramáfico VE-03 e outros plútons relacionados exibem um grande potencial metalogenético para EGP (Elementos do Grupo da Platina), bem como Ni, Cu, Cr, Ti e Au. A companhia Verena realizou alguns trabalhos de exploração mineral dirigidos a esses elementos, comprovando assim, o potencial metalogenético da área e, juntamente com a Universidade de Brasília desenvolveram trabalhos evidenciando a importância de EGP hospedados no complexo.

No contexto geotectônico o alvo VE03 está inserido na porção oriental da Província Tocantins, em contato oeste com a borda do Cráton São Francisco. Essa província representa um orógeno Brasileiro entre os crátons São Francisco e Amazônico (FERREIRA FILHO *et al.*, 2002).

A Província Tocantins (PT) é um segmento crustal formado predominantemente por terrenos granulíticos e gnáissicos-granitóides, reunindo uma ampla diversidade de litotipos, com idades distintas, que decorrem de sucessivos processos: magmáticos, sedimentares, tectônicos e metamórficos, ocorridos no Neoproterozóico, (GORAYEB, 1996).

O alvo VE-03 foi afetado por um intenso processo tectono-hidrotermal que atingiu as rochas regionalmente, remobilizando e introduzindo diversos elementos nas assembléias minerais.

As assembléias minerais da zona de alteração hidrotermal (halo de alteração) são usadas como guias à identificação de alvos prospectivos (ROSE & BURT, 1979). Essas assembléias associadas a depósitos auríferos do tipo "lode" e veios de quartzo auríferos, são as principais fontes de informações relativas à composição dos fluidos hidrotermais.

A combinação dessas informações, com parâmetros termodinâmicos dos fluidos mineralizantes, fornece elementos cruciais à formulação de modelos genéticos dos referidos depósitos (BARLEY *et al.*, 1990; MIKUCKI *et al.*, 1990). Assim torna-se crucial o conhecimento completo, não só das relações temporal, espacial e genética, entre alteração

hidrotermal e mineralização, como também dos padrões de alteração de rochas encaixantes.

Este estudo pretende contribuir com dados metalogenéticos, através do estudo da alteração hidrotermal relacionada a uma zona de cisalhamento e mineralizações associadas, principalmente de Au.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal é estudar as associações minerais de alteração hidrotermal, de minerais de rocha e de minério, buscando assim, entender os processos petrogenéticos e metalogenéticos da mineralização aurífera associada aos veios de quartzo.

Para o objetivo do trabalho, os estudos do Complexo Máfico-Ultramáfico Acamadado VE-3 visam:

- 1) Através do estudo do sistema de veios quartzosos auríferos, tentar relacionar o controle estrutural e comportamento desses veios, em relação à zona de cisalhamento.
- 2) Caracterizar associações de minerais de alteração, minerais de rocha e de minério;
- 3) Identificar os padrões de alteração hidrotermal resultantes de fluídos hidrotermais mineralizantes, em circulação nas zonas de cisalhamento e em suas rochas encaixantes;
- 4) Caracterizar o sistema hidrotermal em relação: à geometria do halo de alteração, às associações de rochas, às associações minerais e de minério, aos minerais de alteração hidrotermal e às condições de formação dessas associações.

Adicionalmente, é importante que a aluna adquira a consciência da responsabilidade profissional junto a uma companhia de prospecção mineral, como também o manejo de técnicas de modelamento de sistemas hidrotermais, importantes depósitos minerais de sulfetos, ouro e ferro.

3 JUSTIFICATIVAS

A região de Porto Nacional, principalmente as rochas caracterizadas como intrusões máfico-ultramáficas têm em sua porção basal ou nos condutos alimentadores dos mesmos, um potencial metalogenético favorável para mineralizações estratiformes de EGP ou de corpos maciços de sulfetos de Ni-Cu-EGP. Essas rochas propiciam também um grande potencial para mineralizações de Au nas zonas de cisalhamento.

Este estudo pretende contribuir com dados metalogenéticos da área, tentando assim auxiliar na compreensão da evolução da mineralização, principalmente nas zonas milonitizadas.

4 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada na região centro-sul do Estado de Tocantins, cerca de 30 Km a leste da cidade de Porto Nacional e 5 Km a norte da cidade de Monte do Carmo.

O acesso se dá pela Rodovia BR 153, passando por Goiânia (GO) até à cidade de Fátima (TO), de onde se tem acesso à cidade de Porto Nacional pela rodovia TO-080, distante cerca de 60 Km de Fátima (Fig.4.1).



Fig. 4.1 – Mapa de Localização da cidade de Porto Nacional

5 MATERIAIS E MÉTODOS

A sistemática do estudo proposto seguirá as seguintes etapas metodológicas, divididas entre métodos de campo e laboratoriais:

Trabalhos de campo:

- Inventário de dados geológicos e integração regional;
- Elaboração de mapa geológico;
- Elaboração de seções geológicas, descrição de Log's de sondagem com amostragem de rochas e minerais;

Trabalhos laboratoriais, análise e quantificação dos minerais hidrotermais:

- Análise mineralógica das fases minerais (hidrotermais e reliquias) através de lâminas petrográficas de seções delgadas;
- Obtenção de dados de Difractometria de Raios-X (DRX) para discriminar as espécies de filossilicatos, argilominerais, óxidos, não identificados nas seções delgadas;
- Obtenção de dados de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), para identificar associações minerais, e determinar morfologia, textura e distribuição de elementos químicos presentes na estrutura de determinados minerais;
- Configuração de gráficos, por meio de dados químicos da companhia, quanto à presença de Au e sulfeto nos furos de sondagem descritos petrograficamente.

6 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

6.1 GEOLOGIA REGIONAL

A região de Porto Nacional, localizada na porção central do Brasil, em seu contexto geotectônico faz parte da Província Tocantins, esta província representa um grande orógeno Brasileiro/Pan-Africano, formado pela colisão dos crátons: Amazônico, São Francisco/Congo e Paraná. A megassutura relacionada a este evento, é representada pelo Lineamento Transbrasileiro (NE-SW), que corta toda a região. A Província Tocantins é compreendida por duas importantes faixas de dobramentos neoproterozóicos: Araguaia/Paraguaia e Brasília (Fig. 6.1).

A Faixa de Dobramento Brasília-FDB (Fig. 6.1) provavelmente constitui um dos melhores cinturões orogênicos neoproterozóicos preservados no Brasil, expondo rochas como: melanges ofiolíticas, arcos cálcio-alcálicos, granitos colisionais do tipo S, e em escala regional, estruturas de nappes (PIMENTEL *et al.*, 2000).

De acordo com PIMENTEL *et al.* (2000), diferentes domínios são reconhecidos na parte central da Província, sendo estes: (a) Terrenos arqueanos de Crixás-Goiás, interpretados como um pequeno bloco continental alóctone; (b) embasamento paleoproterozóico constituído por rochas siálicas do cinturão supracrustal (e.g., os ortognaisses e sequência vulcano-sedimentar na área de Almas-Dianópolis ou o complexo de alto grau Anápolis-Itauçu); (c) os grandes complexos acamadados máfico-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava e seqüências vulcano-sedimentares de fundo oceânico; e (d) o Arco Magmático de Goiás, Neoproterozóico.

Na região de Porto Nacional, de acordo com mapas elaborados pela companhia (Fig.6.2), pelo DPRM (Fig.6.3) e com trabalhos de mapeamentos de geólogos e alunos da UFPa (COSTA *et al.*, 1984) foram caracterizadas unidades vulcano-sedimentares, complexos granulíticos e anortosíticos, suítes graníticas e complexos máficos ultramáficos.

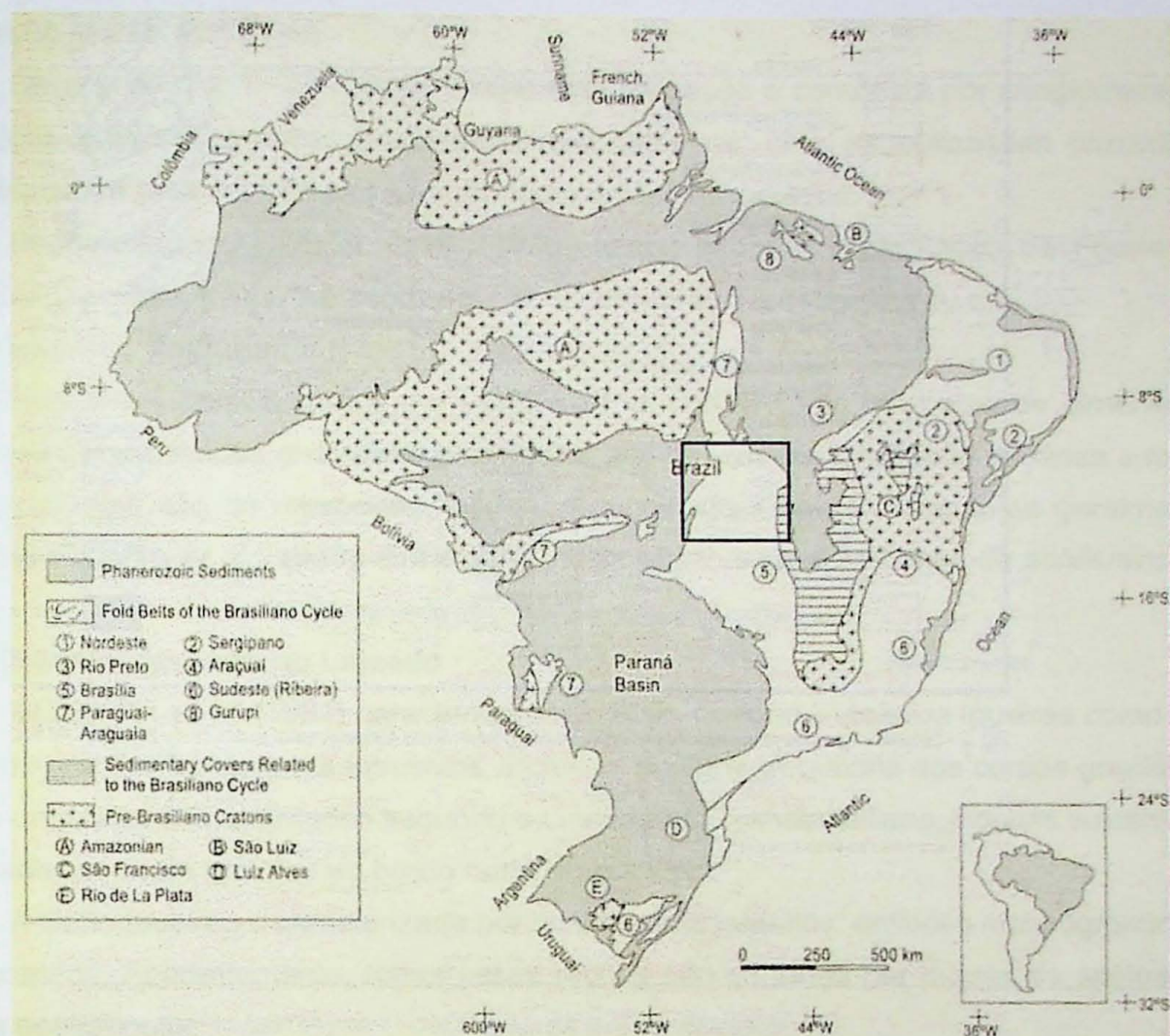


Fig. 6.1 – Faixas de Dobramentos do Ciclo Brasileiro e crátons correlatos (SCHOBENHAUS et al., 1984)

Abaixo foram sumarizadas algumas unidades litológicas encontradas na literatura. As unidades descritas podem ser observadas nas figuras 6.3 e 6.4.

Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional (CPN) foi descrito e delimitado primeiramente por COSTA *et al.* (1984) e, de acordo com estes autores as rochas principais do CPN são granulitos básicos, ácidos e kinsingitos, normalmente são encontradas ocorrências restritas de anortositos e leptinitos.

HARLYI & HASUI (1981 e 1982) e HASUI & HARALYI (1985) identificaram, através de gravimetria, uma sutura crustal no limite do CPN e da Suíte Matança (fig.6.4), correlacionando-a a cavalgamentos crustais profundos, que expuseram porções da infracrusta, representada pelas rochas granulitas.

O Complexo Porto Nacional seria parte de dois blocos crustais justapostos através de um grande sistema de cisalhamento de baixo ângulo com orientação N30°E, durante o ciclo Jequié (aproximadamente 2.7 B.a).

Formação Monte do Carmo

De acordo com COSTA *et al.* (1984) esta formação é composta por conglomerados polimíticos basais e arenitos arcoseanos avermelhados, com estratificações cruzada e paralela, com a presença de rochas vulcânicas ácidas associadas.

Posteriormente, COSTA *et al.* (1988) relacionaram a implantação da Formação Monte do Carmo às falhas transcorrentes do Lineamento Transbrasiliano.

Suíte Granítica Matança

Estes foram caracterizados por COSTA *et al.* (1984) como um corpo de dimensões batolíticas de granitóides gnáissicos porfíricos, que variam em tonalidade de cinza a rosa. Os megacristais são de microclínio, podendo atingir até 7 cm, mostrando-se geralmente estirados (COSTA *et al.*, 1988). Em alguns locais observa-se a presença de *schlierens* de biotita.

Suíte Granítica Ipueiras ou Lajeado

BEZERRA *et al.* (1981) caracterizaram a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras como um grupo de granitos tipicamente intrusivos, inclusive no CPN. A maioria dos corpos graníticos estão numa faixa NE, orientados segundo o Lineamento Transbrasiliano. Rochas vulcânicas associadas ocorrem restritas ao bordo norte do granito.

A Suíte Ipueiras é caracterizada por biotita monzogranitos, anfibólio monzogranitos e sienogranitos. Aparentemente, todas essas rochas são cortadas por diques de aplitos de textura equigranular

Formação Serra Grande e Pimenteiras

Essas duas formações constituem as unidades da base da sequência sedimentar Paleozóica da Bacia do Parnaíba. A Formação Serra Grande, de idade siluro-devoniana, reúne arenitos conglomeráticos, arenitos arcoseanos e siltitos de cores amareladas, esbranquiçadas e avermelhadas (HASUI *et al.*, 1987). A Formação Pimenteiras, de idade devoniana, agrupa arenitos finos, siltitos e argilitos de cores cinza-arroxeadas, rosadas e esverdeadas.

Unidades Cenozóicas

As unidades cenozóicas incluem crostas lateríticas férricas, depósitos coluvionares, aluvionares e de tálus. As crostas lateríticas férricas distribuem-se por amplas áreas planas, especialmente a sul da cidade de Porto Nacional e podem atingir cerca de 10 m de espessura.

6.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Segundo GORAYEB *et al.* (2001), a região é dominada por um segmento crustal com estruturação NNE-SSW, definindo um sistema de falhas regionais que misturam rochas de diferentes níveis crustais, estendendo-se até à região de Gurupi (COSTA, 1985).

COSTA & HASUI (1988) descrevem na região de Porto Nacional, uma zona de transcorrência dúctil com direção preferencialmente NNE, que se caracteriza pela estruturação interna subvertical, com indicações de movimentos sub-horizontais e sinistrais. Os aspectos texturais e mineralógicos exibidos pelos diferentes tipos de rochas presentes nessa zona de cisalhamento de alto ângulo, indicam que a deformação e os processos cristaloblásticos ocorreram em condições térmicas de fácies xisto-verde, e as transformações minerais ocorridas envolveram hidratação. Segundo o autor, esse evento de transcorrência ocorreu no proterozóico inferior ou arqueano.

Algumas feições estruturais presentes na região são descritas por COSTA *et al.* (1984) e HASUI *et al.* (1987).

- HASUI *et al.* (1987) caracteriza no Complexo Porto Nacional uma foliação marcada por superfícies de fluxo milonítico, bandamento composicional e xistosidade, as direções da foliação variam ao longo da região, configurando um arco de convexidade voltada para NNW.

- HASUI *et al.* (1987) reconhece na Suíte Matança uma foliação análoga a foliação do Complexo Porto Nacional, bem marcada, com orientação N30° e mergulhos altos. Dois conjuntos principais de falhas também são reconhecidos por esse autor: transcorrentes, de direção geral NE; e de gravidade, de orientação NW. As falhas transcorrentes relacionam-se com zonas de cisalhamento dúctil de altos mergulhos e são associadas aos Lineamentos Transbrasilianos (SCHOBENHAUS *et al.*, 1975). As falhas de gravidade são caracterizadas também nas unidades paleozóicas.

- COSTA *et al.* (1988) descrevem a disposição estrutural do Complexo Porto Nacional e da Suíte Matança como faixas subparalelas de direção NNE-SSW, que se estendem por mais de 200 Km. Os limites entre as unidades são marcados por extensas zonas de cisalhamento que integram uma complexa rede de zonas e de bandas de cisalhamento. A orientação geral das estruturas (acamamento, bandamento, foliação milonítica e xistosidade) é NNE-SSW, infletindo para NE-SW a nordeste de Porto Nacional; os mergulhos são altos, voltados para leste.

CUNHA (1996) identifica na região de Porto Nacional dois tipos de lineamentos (Tipo 1 e 2) por meio análises monoscópica da ampliação de imagens LANDSAT 5 – sensor TM, escala 1:250.000 (Fig.7.5).

Os lineamentos Tipo 1 caracterizam-se como segmentos retilínios a levemente sinuosos, finamente espaçados, com comprimento médio em torno de 1100 m e correspondem a altos e baixos topográficos dispostos paralelamente, sempre acompanhados por um sutil bandamento tonal.

Os lineamentos Tipo 2 são segmentos de drenagens principalmente retilínios a levemente curvilínios. Estes segmentos representam zonas de fratura, de cisalhamento, ou qualquer outra discontinuidade disjuntiva da rocha, por onde houve percolação de água

superficial, ocasionando uma maior propensão à alteração intempérica, facilitando o estabelecimento de linhas de drenagens. Esses lineamentos, em sua grande maioria, marcam zonas de fratura rúpteis a rúpteis-dúcteis de segunda ordem. Essas zonas são relacionadas com a evolução das zonas de cisalhamento principais. Os movimentos relativos ao longo dessas estruturas podem gerar padrões em duplexes e ramificações que, por vezes, podem gerar espaços dilatacionais passíveis ao alojamento de veios de quartzo auríferos.

6.3 GEOLOGIA DO COMPLEXO

O Complexo Acamadado Máfico-Ultramáfico - VE-3, alvo deste estudo, é uma associação de rochas intrusivas vulcânicas (posteriormente metamorfizadas) na seqüência vulcano-sedimentar a leste e, a oeste, nos terrenos de alto grau do Complexo Porto Nacional.

A Tabela 1 apresenta uma síntese de dados geocronológicos de algumas rochas presentes nas figuras 6.2 e 6.3.

Tabela 1 – Dados Geocronológicos de unidades presentes na região de Porto Nacional

Unidade	Método de datação	Referência	Observações
Complexo Anortosítico Carreira Comprida	Pb/Pb em zircão - 2.071±4 M.a.	GORAYEB e MOURA 2001	
Complexo Anortosítico Carreira Comprida	U-Pb em zircão - 526±5,6; 533±4,2 M.a.	FERREIRA LIMA <i>et al.</i> 2002	Resultados sugerem contaminação do magma básico cambriano com material crustal paleoproterozóico
Complexo Anortosítico Carreira Comprida	Sm-Nd (Tdm) – entre 1,65 a 1,9 B.a.	FERREIRA LIMA <i>et al.</i> 2002	
Complexo Porto Nacional	Pb/Pb em zircão - 2.14- 2.0 B.a.	BARROS 1998	
Granito Matança	Rb/Sr – 510±15 M.a.	BARRADAS <i>et al.</i> 1992	Evento termo-tectônico ao longo do cisalhamento Transbrasiliano
Granito Matança	Rb/Sr – 469±10 M.a.	COSTA 1985	
Suíte Lajeado	Rb/Sr – 1.637±14 M.a.	HASUI <i>et al.</i> 1980	Idades de referência
Suíte Lajeado	Rb/Sr – 1.873±25 M.a.	COSTA 1985	Rocha total
Granito do Carmo	Pb/Pb – 1,741±54 M.a.	BARRADAS <i>et al.</i> 1992	Rocha total (Suíte Lajeado)
Granito do Carmo	Pb/Pb – 1,986±49 M.a.	BARRADAS <i>et al.</i> 1992	Rocha total, 6 pontos (Suíte Lajeado)
Gnaisses Cálcio-alcinos e tonalíticos	Pb/Pb em zircão - 2.1-2.0 B.a.	MOURA e SOUZA 1996	Complexo Rio do Mangue
Formação Monte do Carmo (vulcânicas) – Grupo Estrondo	Pb/Pb em granadas – 2,4 B.a	BARRADAS <i>et al.</i> 1992	Pode indicar participação de material antigo, Arqueano, na sua geração e conseqüentemente em mineralizações auríferas
Metabasitos Porto Nacional	K/Ar - 795±18 M.a.	HASUI <i>et al.</i> 1985	Diques cortando CPN

Os Complexos Máfico-Ultramáficos Acamadados de Porto Nacional foram originalmente subdivididos em três grupos com base nos tipos litológicos, seqüência de minerais *cúmulus*, anomalias geofísicas e associações de campo (FERREIRA FILHO *et al.*, 2002) (Tabela 2).

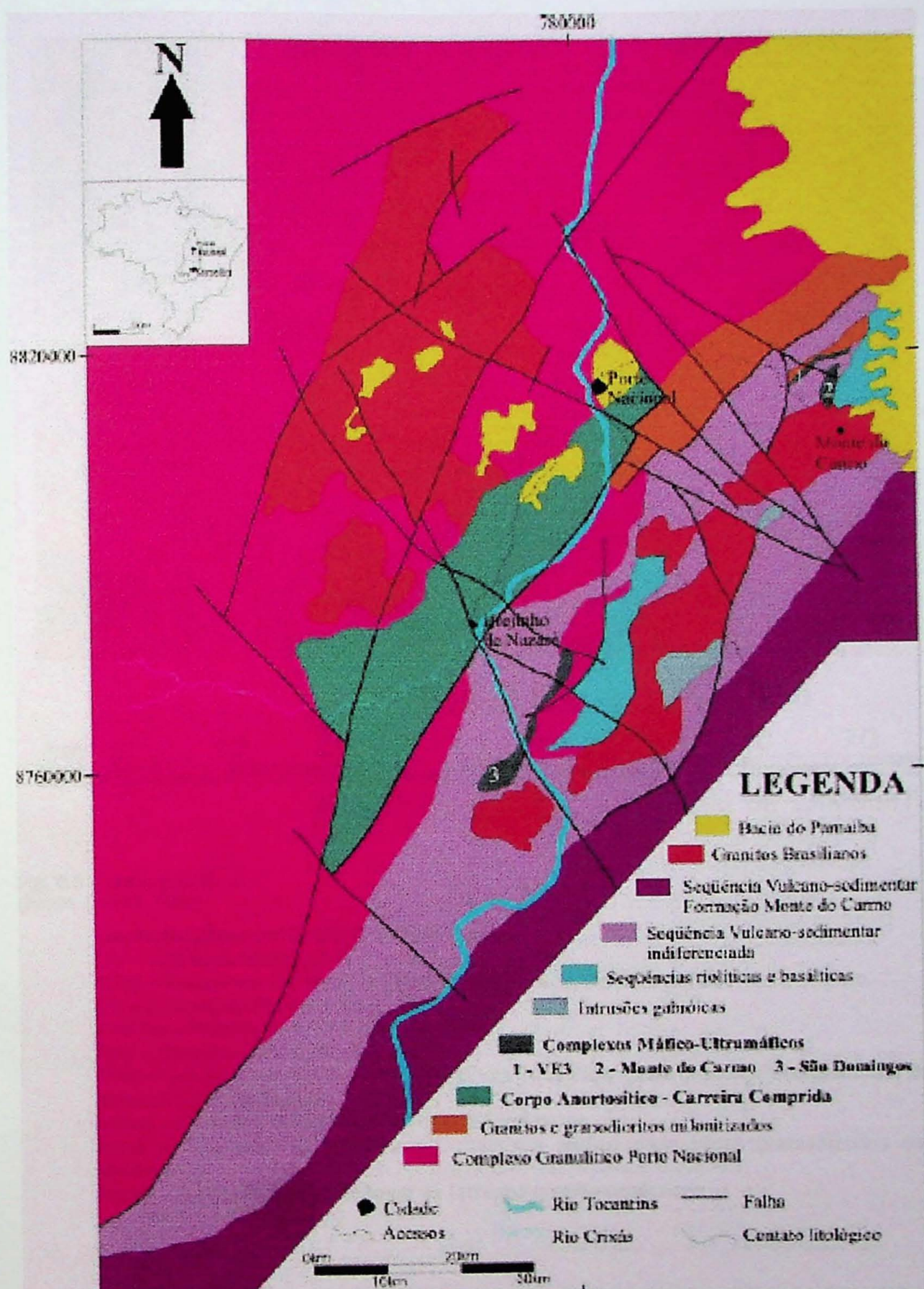


Fig. 6.2 – Mapa geológico simplificado da região de Porto Nacional

Fonte: Verena Minerals Corporation, 2001

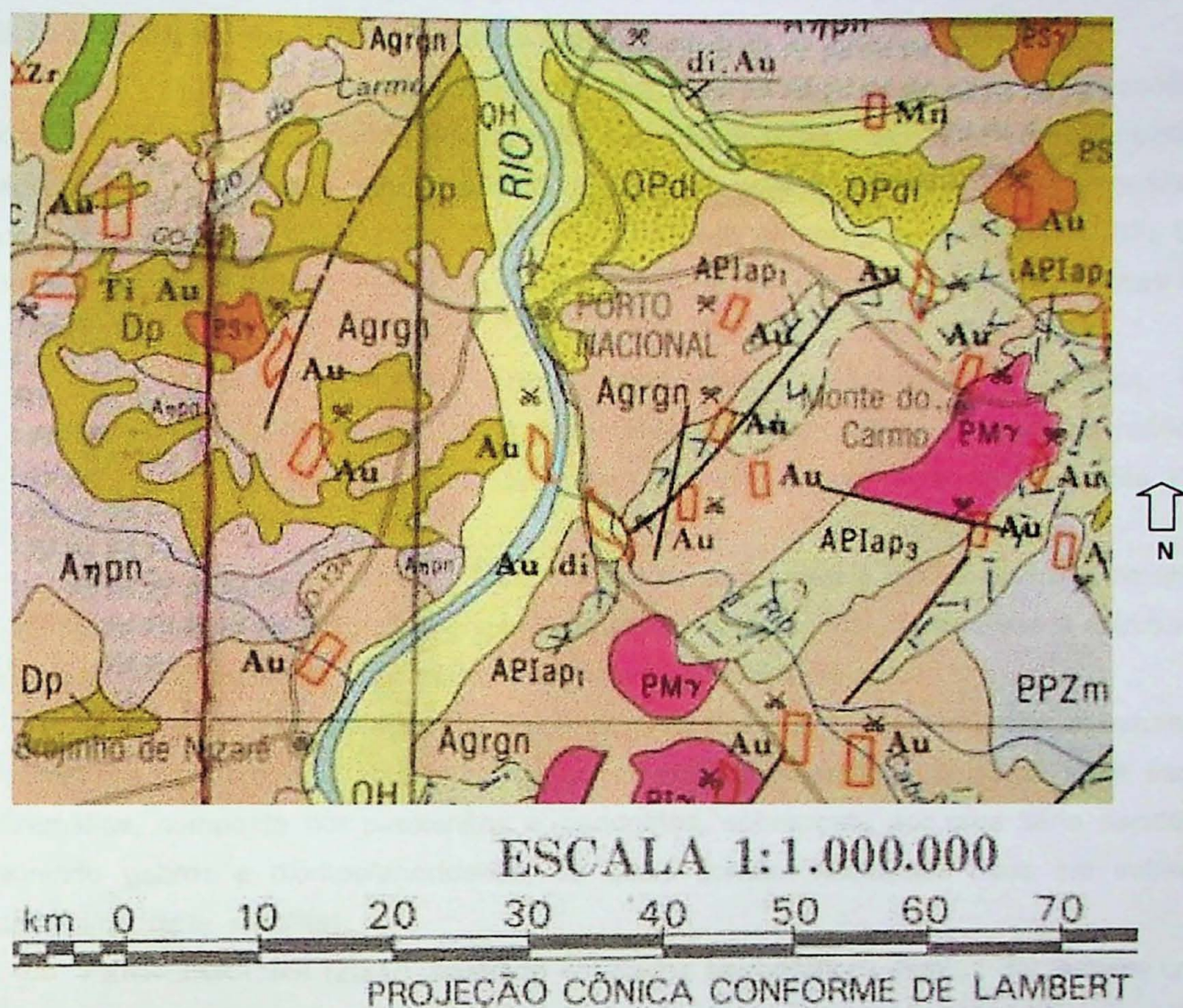


Fig. 6.3 – Mapa geológico.
(Fonte: DNPM, 1986)

Legenda Litoestratigráfica Simplificada

- QH – Aluviões holocênicos
- QPdl – Cobertura sedimentar terciária-quaternária, detrito-laterítico
- Dp – Formação Pimenteiras
- PPZmc – Formação Monte do Carmo
- PSy – Granitos Intrusivos tipo Ipameri
- PMy – Granitos intrusivos da Sub-Província Tocantins: Serra branca, Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra do Encosto
- APlap – Complexo metamórfico Aruanã-Pindorama
- Anpn – Complexo Granulítico e Complexos Máfico-ultramáficos granulitizados de Porto Nacional
- Agrgn – Zonas de predominância de terrenos granito-gnáissicos

A topografia local das intrusões é suave, parcialmente influenciada pelos aluviões do Rio Crixás e do Rio Tocantins, mas principalmente influenciada pela composição máfica-ultramáfica das rochas, que favorecem a intemperização e denudação.

O Complexo VE-3, alvo do estudo, de acordo com VERENA (2001), está em contato noroeste com granodioritos e granitos milonitizados de origem desconhecida (alongados segundo o Lineamento Trasbrasiliiano) e, a sul-sudeste, com rochas de uma sequência vulcano-sedimentar indiferenciada (Fig. 6 2). Apresenta dimensão aproximada de 10 x 0,8 Km, alongado no sentido N-S, com forma sigmoidal, indicando rotação das rochas do complexo.

As rochas do complexo estão invariavelmente deformadas e foliadas. Os equivalentes metamórficos (em fácies xisto-verde de metamorfismo) de rochas máfico-ultramáficas, formam uma assembléia mineral constituída por talco (tc) tremolita (Tr) serpentina (Ser).

A descrição petrográfica de testemunhos de sondagem e a petrografia sistemática confirmam a alta proporção de rochas ultramáficas no complexo. As texturas e estruturas primárias são abundantes, atestando a natureza acamadada do corpo.

Estudos de interpretação geofísica da VERENA (2001) confirmaram a natureza acamadada do complexo. A porção sul do corpo é representada por uma série basal ultramáfica, composta por piroxenitos e peridotitos, sobreposta por uma série bandada reunindo gabros e dioritos/anortositos, os quais contêm horizontes ricos em sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita).

FERREIRA LIMA (2002), baseado em dados petrográficos disponíveis, sugere uma sequência de cristalização caracterizada por ol (olivina) + cpx (clinopiroxênio), cpx e cpx + pl (plagioclásio), marcada pela ausência de cristalização de opx (ortopiroxênio) (ou pigeonita). Essa sequência é característica de vários complexos acamadados, entre os quais os complexos de Great Dyke (WILSON, 1982), Niquelândia (FERREIRA FILHO *et al.*, 1998) e Onça (MACAMBIRA & FERREIRA FILHO, 2001), sendo que, a cristalização em condições de pressão litostática relativamente baixa, como corpos subvulcânicos, é típica de complexos acamadados.

VERENA (2001) aponta no complexo VE-3 uma deformação rúptil-dúctil para dois tipos de zonas de cisalhamento, reconhecidas por aero-geofísica e interpretação foto-geológica.

A primeira de baixo ângulo de mergulho, intercepta longitudinalmente o complexo segundo a direção NE-SW, com mergulho variável para NW, possivelmente causado por uma zona de falha conjugada de direção WNW-ESE.

A segunda zona é de alto ângulo de mergulho e intercepta o complexo transversalmente. Os log's dos furos de sondagens, nessas zonas, indicam locais com forte alteração hidrotermal, com espessuras de até 60 m, normalmente com segmentos de rochas

totalmente destruídos por processos de milonitização e carbonatização, onde granodioritos milonitizados e cisalhados recobrem todo o pacote. Estas seções de sondagens exibem intervalos mineralizados com Au em teores da ordem de 10g/ton.

O relevo que recobre o complexo é suave e com um profundo manto de intemperismo, principalmente devido à composição máfica-ultramáfica das rochas. O manto regolítico ostenta espessura equivalente a 40 metros e, basicamente forma corpos horizontais e aparentemente homogêneos, constituindo um metalotecto favorável à ocorrência de depósitos lateríticos de Au e Ni.

Tabela 3: Descrição petrográfica das rochas do complexo VE-3, conforme FERREIRA LIMA, 2002.

Furo	Profundidade	Tipos litológicos (base para o topo)	Observações
01	134,30	- Wehrlito intercalado com hornblendito	Espessuras variáveis, textura adcúmulos, wehrlito magnético
02	143,85	- Wehrlito/ hornblenda wehrlito/ hornblenda olivina clinopiroxenito - rochas gabróicas com intercalações subordinadas de hornblendito e wehrlito	Substituição de olivina, intercalação de faixas magnéticas e não magnéticas – sugerem metassomatismo do peridotito
03	208,35	- wherlito/ hornblenda olivina clinopiroxenito - clinopiroxenito, gabro cisalhado, wehrlito com intercalação de plagioclásio clinopiroxenito, diabásio com hornblendito intercalado, gabro, diabásio intercalado com gabro cisalhado, wehrlito, clinopiroxenito	Mineralogia primária bem preservada, acamamento magmático marcado por alternância de gabro e piroxenito (escala métrica e centimétrica) Zona de cisalhamento
5	205,55	Hornblendito, anfibolito, gnaisses	Hornblendito na base com plagioclásio intersticial. Os Anfibolito e gnaisses possivelmente são rochas encaixantes
8	200,10	Gabro cisalhado, gabro, diabásio, hornblendito, veio de quartzo, gabro/hornblendito intercalado com hornblendito e wehrlito, diabásio	Abundância de sulfeto disseminado no hornblendito. Os cristais de piroxênio presentes no wehrlito estão substituídos por anfibólio.
9	128,55	Wehrlito, hornblendito	Faixas restritas no hornblendito de gabros

Tabela 2 – Síntese descritiva dos Complexos Máfico-ultramáficos

	Litologia	Assembléia de minerais cumalatos	Olivina/Ortopiroxênio (taxa da composição)	Assembléia de minerais metálicos	Grau Metamórfico	Minerais de Alteração	Observação
Complexo Carreira Comprida	Anortosito, Gabro, Leucotroctólito, gabronorrito	Pl; Pl+Ol; Pl+Ol+Pig+Ap	Fo = 11-69 Ni = < 850 En = 12-41	Ilmenita-magnetita (cumalatos), EGP, Cu, Ni, Cr, V, Co	Pico na fácies granulito	En, Ol, Bt ou Hbl	Magma desde moderadamente primitivo até fortemente fracionado (apatita e zircão)
VE-3, Monte do Carmo e São Domingos	Wehrilito, Gabro, clinopiroxenito	Ol+Cpx±Chr; Cpx; Cpx+Pl	Fo = 84-86 Ni = 600-1500	EGP, sulfetos disseminados, Ni, Cu, magnetita, Au	Fácies xisto-verde, podendo chegar a anfibolito	Tc, Tr, Sp, Hbl, Magnetit	Abundantes texturas e estruturas primárias; (acamamento) Peridotito metassomático; Evolução a partir de uma câmara magmática dinâmica com sucessivas injeções de magma parental
Intrusões Gábricas (não diferenciadas)	Metabasitos	Sem silicatos magmáticos preservados	?	?	?	?	Recristalização de rochas máficas, tem características geofísicas distintas das demais intrusões

Pl = Plagioclásio; Ol = olivina; Pig = pigeonita; Ap = Apatita; Chr = cromita, En = enstatita (hiperstênio), Bt = biotita, Hbl = hornblenda, Tc = talco, Tr =

tremolita, Sp = serpentina, Ni = niquel, Fo = forsterita, Cpx = clinopiroxênio, Opx = ortopiroxênio

Fonte de dados: FERREIRA FILHO et al., 2002

7 MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DESCRIÇÃO DOS LOG'S DE SONDAGEM

Entre os dias 24/04/2004 e 08/05/2004 foi realizada a etapa de campo, dividida em 2 partes: mapeamento geológico e descrição de furos de sondagens.

A etapa de campo contou com o apoio da companhia VERENA, a qual disponibilizou material para a realização do campo e arquivos para consultas.

7.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

A área é delimitada pelas coordenadas UTM 22 L 810000 até 0818000 e pelas coordenadas N 8812000 até 8822000. Acha-se coberta por um intenso manto de intemperismo, o qual proporciona falta de afloramentos e dificulta a observação direta dos litotipos presentes e, conseqüentemente, a elaboração do mapa geológico local, e seções geológicas pertinentes.

A elaboração do Mapa Geológico Preliminar-MGP (anexo 1) foi elaborado através de dados de campo e de sondagens. Contou, também, com a ajuda de levantamentos aeromagnetométricos da área, disponíveis em relatórios internos da companhia.

O Mapa Integrado (anexo 1) é um mapa elaborado através de dados do MGP, mapa geológico da companhia, dados estruturais de CUNHA (1996) e dados de levantamento aeromagnetométrico.

O mapeamento geológico da área foi realizado na escala 1:50.000, utilizando a base topográfica da Satplan Ltda – Serviços de Topografia e Agrimensura Planalto Ltda, Folha Morro do Moleque.

A área é dominada por extensas fazendas de gado e alguma plantação de soja. O acesso é fácil, havendo muitas estradas de terra.

A vegetação dominante é o cerrado em transição para a floresta tropical (Amazônica), com clima muito quente e estação chuvosa bem definida.

Geomorfologicamente a área é dominada por planícies, com algumas colinas destacando-se na paisagem.

7.1.1 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ENCONTRADAS NO CAMPO

Na área predomina o solo laterítico, com muitos nódulos lateríticos e fragmentos de quartzo (principalmente quartzo leitoso).

Nos poucos afloramentos encontrados, não se observou relação de contato entre os diferentes litotipos encontrados.

Porção sul da área

Na porção sul-sudeste da área ocorrem rochas graníticas, rochas miloníticas e rochas máficas-ultramáficas.

O ponto I (MGP) corresponde a um afloramento na base da serra do Granito Ipueira. Esse granito possui cor esverdeada, tem textura fanerítica grossa e pode apresentar-se foliado. Os minerais acessórios são biotita (5%) e epidoto subordinado.

Rochas vulcânicas ácidas estão associadas ao granito têm composição andesítica e dacítica.

As rochas miloníticas a ultramiloníticas encontradas, contêm muitas estruturas cinemáticas, no entanto as ocorrências não estão *in situ*, impossibilitando a coleta de dados de foliação, de bandamento metamórfico ou quaisquer parâmetros estruturais adicionais.

As rochas ultramáficas encontradas apresentam textura cumulática, grã grossa, e poucas estruturas de deformação visíveis macroscopicamente.

As rochas gabróicas, que ocorrem ao redor do morrote de rochas ultramáficas, exibem grã média a grossa e enclaves, são cortadas por diques de diabásio.

Porção norte da área

Na porção norte da área, encontram-se quartzitos e ortoquartzitos subordinados, com textura granoblástica fina-média, estrutura foliada, planos de fraturas e muitas vênulas, tanto na direção N-S como E-W. A coloração pode por vezes apresentar-se avermelhada, mas geralmente é branca. Há pouco mineral micáceo, embora ocorra alguma sericita junto ao quartzo. Apresentam direção NE, foliação milonítica 322/50 e fraturas subverticais.

A nordeste da área predomina solo laterítico e, em alguns locais, solo laterítico nodular (porção nordeste da área)

Porção central da área

A porção central da área é dominada por solo laterítico, por vezes o solo muda de coloração e essa mudança, é um contato inferido entre as rochas ultramáficas e os gabros.

Grande parte da área central está coberta por sedimentos aluviais e por muitos fragmentos de quartzo.

7.1.2 DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

O alvo VE-3 foi subdividido em três setores: sul, norte e leste, que foram objetos de três campanhas de sondagens prospectivas conduzidas pela Companhia.

A campanha de sondagem na porção sul é a mais estudada e detalhada pela companhia, dispondo de um número maior de informações. Neste trabalho escolheu-se 3 furos de sondagens da porção sul, cujos testemunhos foram submetidos a descrição petrográfica macroscópica e microscópica.

7.1.2.1 Descrição Petrográfica Macroscópica

A tabela 4 abaixo contém as principais informações dos furos de sondagem no anexo 3.

Tabela 4 de identificação dos furos de sondagem

Identificação	Localização	Azimute	Inclinação	Profundidade
FVE-03	UTM 22 L 810432/8815522	180°	45°	208,30
FVE-04	UTM 22 L 810450/8815610	Vert.	90°	119,90

Identificação	Localização	Azimute	Inclinação	Profundidade
FVE-06	UTM 22 L 810410/8815430	125°	45°	175,15
FVE-10C01	UTM 22 L 810325/8815420	160°	45°	129,35

A descrição macroscópica dos furos, detalhada metro a metro, está no anexo 2 (Fig. 7.1, 7.2, 7.3 e 7.4).

Observam-se muitas estruturas cumuláticas preservadas, mas predominam os processos hidrotermais que obliteram as estruturas anteriores e modificam a textura da rocha.

7.1.2.2 Descrição Microscópica

Foram descritas 34 seções delgadas, correspondentes a testemunhos de sondagem dos furos FVE-03 e FVE-06, com a finalidade de caracterizar as associações minerais, paragêneses, texturas reliquias, assim como texturas causadas pela alteração hidrotermal.

A Tabela 5 (anexo 3), apresenta uma descrição simplificada das seções delgadas, exaltando-se texturas e estruturas, assim como associações minerais em diferentes estilos de alteração hidrotermal (anexo 2-fotos).

8 DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

As unidades litológicas foram definidas com base nas descrições petrográficas microscópicas, dados de campo e de literatura. Algumas amostras foram submetidas à análise via difratometria de Raios-X (DRX), utilizando-se o laboratório de Raios-X do IGC-USP. O DRX é uma aplicação de Raios-x que difratam em contato com a amostra e produzem picos característicos para cada mineral.

As unidades litológicas também foram definidas a partir de restos de cristais ígneos preservados. Associações minerais típicas, tanto de rochas máficas quanto de rochas ultramáficas foram essenciais para a definição dos protólitos.

O complexo VE-3 comporta rochas cumuláticas máficas (gabros) e ultramáficas (wehrlitos, clinopiroxenitos, hornblenditos e termos intermediários). Essas rochas sofreram uma intensa alteração hidrotermal que substituiu os minerais ígneos e metamórficos anteriores; texturas ígneas foram preservadas nas regiões menos alteradas. As fotos ilustrativas estão no anexo 2, identificadas pelo nome da amostra.

A tabela 6, abaixo, apresenta uma caracterização dos litotipos presentes.

Tabela 6-Classificação litológica do complexo VE-03 pela análise dos furos FVE03, FVE06 e FVE10c1.

Litotipos presentes	Litotipos Transicionais
Wehrlito Ol=40..90% e Cpx=10..60%	Hornblenda wehrlito
Clinopiroxênio Cpx=60..90%	Hornblenda olivina clinopiroxenito Olivina hornblenda clinopiroxenito Olivina clinopiroxenito Hornblenda clinopiroxenito Plagioclásio clinopiroxenito

Hornblendito Hb=60..90%	Olivina clinopiroxênio hornblendito Clinopiroxênio olivina hornblendito Clinopiroxênio plagioclásio hornblendito
Gabro	

Wehrlito

A rocha classificada como wehrlito, macroscopicamente têm coloração cinza escuro, granulação variando de média a grossa e aspecto cumulático com alternância de padrões arredondados claros e escuros determinados respectivamente pelos domínios de clinopiroxênio e olivina serpentizada.

O wehrlito típico é composto por olivina e clinopiroxênio como fases cumuláticas. A textura pode variar de ortocumulática, com o clinopiroxênio flutuando em cristais de olivina FVE03-102, até adcúmulus com contatos poligonizados entre clinopiroxênio e olivina (FVE03-134m).

A olivina geralmente tem tamanho entre 3 e 20 mm, é incolor e pode variar de euédrica a subédrica. O clinopiroxênio varia de 0,5 a 7 mm, é castanho claro ou incolor e pode apresentar forma prismática subédrica a euédrica.

Nos locais mais alterados a olivina é substituída total ou parcialmente por serpentina + magnetita, ou por associações minerais em quantidades variáveis de serpentina + talco + tremolita + clorita + carbonato + magnetita. Pseudomorfos de olivina, formados pela associação serpentina + talco + magnetita são comuns, exibem magnetita acumulada nas bordas (FVE03-102). Os pseudomorfos de clinopiroxênio são formados a partir da substituição total ou parcial, por tremolita e/ou carbonato.

O hornblenda-wehrlito é um termo intermediário com cerca de até 15% de hornblenda. A hornblenda apresenta textura intercúmulus, variando de 0,5 a 9 mm e localmente ocorre como cristais poiquilíticos englobando olivina e clinopiroxênio. A hornblenda, anédrica a subédrica, possui pleocroísmo que varia de incolor a castanho escuro, passando por verde (FVE03-180).

Clinopiroxenito

Macroscopicamente esta rocha distingue-se pouco do wehrlito, tem cor cinza escuro, granulação média a grossa e textura adcúmulus.

A unidade clinopiroxenito abrange o clinopiroxenito propriamente dito, formado por mais de 60% de clinopiroxênio, como, também, litotipos transicionais que além de clinopiroxênio e olivina contêm hornblenda e/ou plagioclásio.

As amostras de clinopiroxenito contêm texturas reliquias preservadas e associações minerais diagnósticas que permitem inferir a composição modal primária.

O clinopiroxênio é incolor ou levemente castanho e está representado na rocha por cristais prismáticos euédricos a subédricos de tamanho variável entre 0,3 a 7 mm. Ocorre como fase cúmulus, eventualmente incluso em olivina ou em contato poligonizado com a

mesma. Predominantemente é substituído por tremolita que assume forma prismática fina e alongada, ora acicular, com cristais incolores.

As fases transicionais do litotipo clinopiroxenito são determinadas pela presença em quantidade variável de 3 a 30% de minerais como olivina, hornblenda e plagioclásio.

Nos clinopiroxenitos o plagioclásio é de ocorrência restrita e em geral é difícil determinar a sua natureza textural, pois se encontra normalmente em rochas fortemente obliteradas pela foliação desenvolvida na fase Sn.

Hornblendito

Esse litotipo corresponde a uma rocha dominada pela presença de hornblenda intercúmulus poiquilítica, englobando cristais cumuláticos de clinopiroxênio e olivina; a textura geral varia de ortocumulática a adcumulática.

Os cristais de clinopiroxênio ocorrem como prismas ocupando entre 2 e 10% da rocha e em geral são representados por pseudomorfos com a assembléia: serpentina + tremolita + carbonato + clorita + magnetita.

Em alguns locais é observada a substituição parcial de hornblenda por tremolita $\pm$ clorita $\pm$ biotita, onde a tremolita cresce como continuidade física dos cristais de hornblenda, fazendo uso da estrutura cristalina do cristal consumido (FVE06-173).

O plagioclásio ocupa até 15% da amostra, a granulação varia de 0,5 a 3 mm, com geminação albita e textura intercúmulus. A relação textural do plagioclásio com outras fases minerais presentes é obliterada pela alteração pervasiva. Geralmente o plagioclásio é substituído por carbonato + epidoto, numa associação granoblástica fina de até 0,05 mm. De maneira mais restrita é possível observar apatita prismática ($\pm$ 0,5 mm) como fase cúmulus inclusa em cristais de hornblenda.

Gabros (plagioclásio + hornblenda + clinopiroxênio + quartzo)

As rochas gabróicas deformadas e alteradas hidrotermalmente têm textura variando entre lepidoblástica e nematoblástica. É possível observar cristais de plagioclásio de até 2 mm preservados dentro de envelopes criados pela foliação. Da assembléia máfica original é possível encontrar apenas relictos de hornblenda menores que 0,5 mm, rotacionados e envolvidos pela foliação. Possivelmente a assembléia de minerais máficos ígneos foi substituída pela assembléia metamórfica biotita + clorita + tremolita.

Diabásio

O complexo VE-03 é cortado por inúmeros diques de diabásio e basalto. Esses diques podem estar associados à zona milonítica, mas podem ocorrer em locais mais distais das zonas miloníticas.

Os diques têm espessura de até 1m e podem cortar vênulas, principalmente carbonáticas.

As rochas diabásicas são pouco afetadas por processos metamórficos-hidrotermais, texturas ígneas estão preservadas, assim como fenocristais de plagioclásio. Essas rochas

são afetadas por uma alteração hidrotermal pervasiva de fraca a moderada intensidade. A alteração hidrotermal afeta principalmente a matriz das rochas, substituindo-a por minerais hidrotermais.

A matriz do diabásio é formada por clorita, carbonato, sericita, biotita e opacos, também podem estar presentes restos de oxihornblenda e hornblenda. Tem granulação fina de até 0,01mm e o feldspato é a labradorita.

Na amostra FVE03-60,2m os cristais de plagioclásio são substituídos por clorita e biotita, por vezes conservando o hábito ígneo. Alguns cristais de feldspato estão orientados, junto com outros minerais da matriz.

A amostra FVE06-155b é um dique de diabásio com pigeonita, que possui uma matriz fina (0,01mm) com biotita, clorita e pouco epidoto (1%) e um argilomineral de cor marrom. Essa amostra exibe, ainda, textura esferulítica formada por finas agulhas de vidro.

Os diques de diabásio provavelmente são mais recentes que as rochas do complexo. Em muitos locais os diques são estruturalmente controlados por estruturas distensivas associadas às zonas de cisalhamento. As rochas diabásicas podem estar associadas à fase Sn-tardia, pois são afetados por uma alteração hidrotermal pervasiva-fissural, relacionada provavelmente a uma fase tardia de seqüência progressiva de hidrotermalização.

9 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

O Sistema de Cisalhamento de Porto Nacional é caracterizado por um arranjo complexo de zonas de cisalhamento transcorrente de caráter rúptil-dúctil que controlou a grande percolação de fluidos responsável pela formação dos depósitos de ouro tipo veio de quartzo da região (MESQUITA, 1996).

De acordo com a Fig. 7.5 (anexo 3) a região é afetada por uma zona de cisalhamento, definida de Zona de Cisalhamento Conceição por MESQUITA (1996). Essa é uma zona de primeira ordem e caracteriza-se por feições estruturais de regimes rúptil a rúptil-dúctil.

Toda a porção sul do complexo VE-3 apresenta rochas classificadas como filonitos, que exibem minerais orientados, textura laminada e forte estrutura milonítica. A Fig. 7.6 (anexo 3) evidencia locais definidos como zonas miloníticas formadas por influência direta do cisalhamento.

Através das análises petrográfica e macroscópica, foram definidas 3 fases de desenvolvimento da zona de cisalhamento, a saber:

Pré-Sn, é uma fase correspondente ao início de cisalhamento, caracterizado por moagem dos minerais e formação de uma matriz fina, é uma fase de caráter bastante rúptil.

A progressão da zona de cisalhamento gerou uma foliação milonítica/filonítica nas rochas, aqui chamada de foliação Sn.

No estágio mais avançado de deformação e progressão do cisalhamento, o regime de esforços regionais gerou nas rochas menos competentes estruturas distensivas, e nas rochas mais competentes dobras intrafoliares (Fig. 9.1). Esse estágio foi chamado de Sn-tardio.



Fig. 9.1- Dobras intrafoliares da fase Sn-tardia, da progressão do cisalhamento.

Os processos hidrotermais (tardios) associados à zona milonítica (ZM) ocorreram em regime tectônico rúptil, o que é evidenciado pela geração de veios e vênulas de quartzo com carbonato subordinado (alteração fissural).

As rochas sofreram um cisalhamento de caráter rúptil-dúctil, muito mais rúptil que dúctil e, aproveitando os canais das zonas de cisalhamento, fluidos com bastante CO_2 e Ca percolaram o complexo, marcando-o com uma alteração metamórfico-hidrotermal.

Zona de Cisalhamento e seu potencial em prospecção mineral

Zona de cisalhamento (*shear zone*) é uma zona restrita de alta deformação, caracterizada pelo tipo de rocha: séries miloníticas, filonitos, xistos; e/ou pelo tipo de fábrica textural. São zonas tipicamente planares ou tabulares e podem ser classificadas como dúctil, frágil-dúctil ou frágil, refletindo o estilo de deformação dominante (RAMSAY, 1980).

As zonas de cisalhamento são locais importantes para sítios de precipitação de minerais metálicos ou não, depósitos economicamente viáveis, como ouro, prata, platina, chumbo, cobre, zinco, urânio, estanho e fluorita (MCKINSTRY, 1948).

10 METAMORFISMO

Toda a porção sul do complexo VE-03 foi afetada por metamorfismo de hidratação, resultando na substituição dos minerais ígneos por uma nova assembléia mineral. Neste trabalho foi definido um possível grau metamórfico ao qual as associações minerais identificadas podem estar vinculadas.

O metamorfismo pode ter diferentes origens, pode ser um metamorfismo de assoalho oceânico (se considerarmos origem oceânica para as rochas), pode ser metamorfismo relacionado ao início da alteração hidrotermal ou um metamorfismo regional dínamo-termal.

O complexo VE-03 é constituído de rochas de natureza máfica-ultramáfica com uma assembléia mineral característica, formada por minerais altamente magnesianos.

O metamorfismo de rochas ultramáficas requer o acesso de H_2O e/ou CO_2 . A introdução de H_2O transforma rochas ultramáficas em serpentinitos, constituídos principalmente por antigorita ou lizardita-crisotila, quantidades menores de talco ou brucita e alguma magnetita.

O acesso de H_2O e CO_2 a rochas ultramáficas é comprovada pela transformação de serpentinitos em rochas constituídas por talco + magnesita $\pm$ dolomita. Um fluido com alta concentração de CO_2 forma assembléias minerais com magnesita + enstatita.

Uma rocha constituída principalmente de piroxênio e alguma olivina projetam-se entre Fo e En, à direita do ponto S (Fig.10.1); neste caso forma-se na serpentinização grande quantidade de serpentina e algum talco.

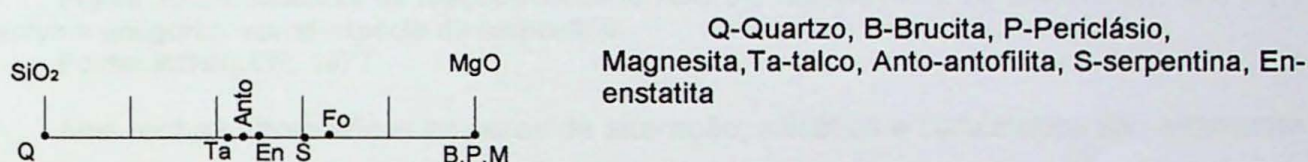


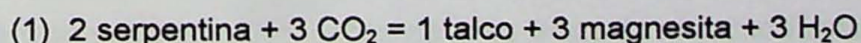
Fig.10.1-Representação gráfica das razões SiO_2/Mg nos minerais referidos
Fonte: WINKLER (1977)

A amostra de FVE03-85,3m contém poucos cristais de enstatita (En) preservados (<1%). Os cristais preservados na amostra têm as bordas serrilhadas e estão em contato com carbonato e talco, demonstrando a substituição da enstatita.

Nessa mesma amostra, alguns cristais de forsterita (Fo) estão preservados (<1%). A forsterita é um silicato de magnésio do grupo da olivina. Os cristais de forsterita têm as bordas serrilhadas e estão sendo substituídos por um aglomerado mineral (de até 0,01mm) composto por talco e clorita subordinada, estes, envoltos por carbonato (magnesita e/ou dolomita).

A serpentina normalmente ocorre nos locais mais distantes da zona de cisalhamento com carbonato intersticial e texturas ígneas cumuláticas preservadas.

Nas zonas de cisalhamento a ausência de serpentina, ou em poucas quantidades, indica que a fase fluida de XCO_2 é muito alta, alterando toda a serpentina para magnesita + talco.



A presença de Al_2O_3 em serpentinitos dá origem à formação de clorita rica em Mg. A clorita é estável em condições de metamorfismo de grau médio e forte. A clorita associada a muscovita reage no começo do metamorfismo de grau médio, levando ao desaparecimento da muscovita.

A figura 10.2, abaixo, apresenta uma seqüência de reações metamórficas em serpentinitos. Observando-se o diagrama, a porção hachurada representa as paragêneses encontradas no complexo, chegando até à temperatura de aproximadamente 500 °C.

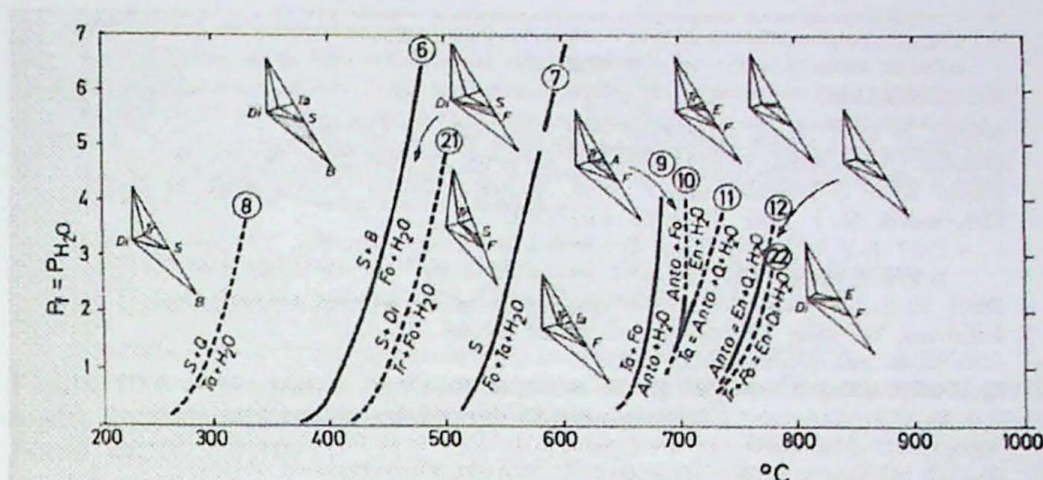


Figura 10.2-Sequência de reações metamórficas em serpentinitos. As reações (6), (21) e (7) envolvem antigorita como espécie de serpentina.
Fonte: WINKLER, 1977

Nas rochas ultramáficas as fases de alteração, silicática e carbonática são altamente magnesianas com talco, tremolita, biotita, clorita, magnesita (pode ser substituída por ankerita) e dolomita como minerais comuns de alteração.

As rochas máficas têm como constituintes principais o plagioclásio e o clinopiroxênio, tanto augita quanto pigeonita, predominando o MgO sobre o FeO. Os minerais acessórios são hiperstênio e/ou olivina. As rochas basálticas contêm muito mais Al_2O_3 e CaO que as rochas ultramáficas, o K_2O é subordinado.

Durante o metamorfismo de grau forte e médio de rochas máficas formam-se anfibolitos com hornblenda e alguma granada (amostra FVE03-174,5), a partir de clinopiroxênio, pigeonita e/ou olivina.

Em temperaturas mais elevadas forma-se oligoclásio, aumentando-se o teor de anortita, como na amostra FVE06-87,6, onde oligoclásio coexiste com hornblenda e calcita, forma-se uma associação de transição entre a fácies xisto-verde e anfibolito.

A amostra FVE03-71,8 contém a paragênese granada – pirita – clorita – sericita, em metamorfismo de grau fraco clorita e quartzo são constituintes adicionais.

Em temperatura mais baixa a hornblenda se torna instável e se decompõe em actinolita, clorita e clinozoisita/epídoto podem estar presentes, como se observa na amostra FVE06-45,6, que contém a paragênese clorita + epídoto + actinolita + hornblenda. Essa paragênese pode ser diagnóstica de grau fraco de metamorfismo, desde que o epídoto seja pobre em ferro. Em metamorfismo de grau insipiente a actinolita só coexiste com epídoto rico em ferro.

A figura 10.3, abaixo, refere-se à composição de anfibolitos de grau fraco onde albita e/ou plagioclásio coexistem com hornblenda, clinozoisita /epídoto, granada, quartzo e clorita. Em temperaturas mais baixas, a hornblenda fica instável; nestas condições não existem

mais anfibolitos, pois estes são definidos como rochas metamórficas constituídas predominantemente por plagioclásio e hornblenda.

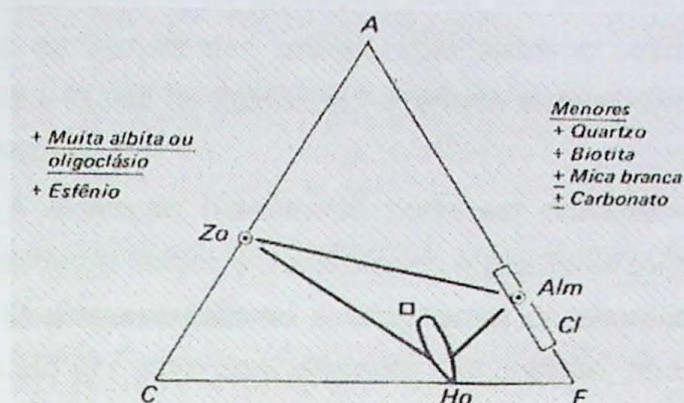


Figura 10.3 – Diagrama representando a composição de grau fraco; parte da temperatura mais elevada. Zona de albita/oligoclásio-hornblenda-clorita.

Fonte: WINKLER, 1977

A assembléia metamórfica clorita-actinolita-epídoto-albita corresponde a uma paragênese de metamorfismo de fácies xisto-verde, onde texturas originais são comumente preservadas.

Na porção menos alterada, há restos de cristais de clinopiroxênio (20%) em contato com cristais de hornblenda (30%) e actinolita (40%).

A actinolita é um anfibólio, formado possivelmente pela alteração de cristais de hornblenda que perdem o Al e enriquecem em Mg e Fe. É preferencialmente nematoblástica, muitas vezes tem hábito acicular, fibroso, subidiomórfica.

A distinção entre hornblenda e actinolita só é fácil quando se formou uma actinolita pobre em ferro, incolor ou verde-pálida, que contrasta com hornblenda de verde mais escuro, sendo possível separar uma zona de albita-hornblenda-clorita de uma zona de albita-actinolita-clorita dentro de um intervalo de temperatura de metamorfismo de grau fraco.

A mudança de actinolita para hornblenda é ~500 °C, subindo pouco com o aumento da pressão, caracterizando um metamorfismo de baixo grau.

Elementos como Ti e Al têm uma grande mobilidade, formam minerais como rutilo, normalmente associados a clorita nas zonas de cisalhamento.

A restrita disponibilidade de elementos relativamente imóveis pode inibir a formação de fases minerais específicas. A titanita é um mineral de alteração comum em rochas máficas e incomum em rochas ultramáficas.

O metamorfismo alcançou um pico chegando à zona de transição entre a fácies anfibolito e xisto-verde com a associação oligoclásio-hornblenda-carbonato seguido de um retrometamorfismo para a fácies xisto-verde, marcado pela instabilidade de hornblenda, por volta de ~500°C.

11 ESTILOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

O processo de alteração pode ser definido como uma mudança na mineralogia, química ou textura das rochas, com vistas à busca de condições mais estáveis, como resposta a fluxos de fluidos, de diferente temperatura, pressão e composição (COLVINE *et al.*, 1988).

A alteração hidrotermal pode ser considerada como um tipo de metamorfismo, movimentando fluidos e aumentando o gradiente térmico e de pressão hidrostática.

O metassomatismo é uma forma de alteração hidrotermal, onde algum mineral é substituído por outro com diferente composição, através da adição *in situ* e/ou remoção de qualquer elemento. Rochas hidratadas ou carbonatizadas, isto é adição de H₂O e CO₂, são um bom exemplo de rochas que sofreram metassomatismo (RUMBLE, 1982).

Alguns minerais, relacionados com alteração de depósitos de Au, são muito comuns. São eles: ankerita, calcita, Fe-dolomita, filossilicatos potássicos (sericita e biotita), alcali-feldspatos (albita ou K-feldspato), clorita, Fe-sulfetos e quartzo.

As rochas do complexo VE-03 tiveram sua mineralogia ígnea e metamórfica intensamente modificada por processos de alteração hidrotermal.

Dois estilos de alteração são constatados nas rochas e são: a alteração pervasiva e a fissural. A alteração pervasiva é caracterizada pela substituição total ou da maioria dos minerais originais formadores de rocha, havendo obliteração total ou parcial das texturas originais. A alteração fissural mais restrita às fraturas distensivas, é de caráter pervasiva-seletiva, e conduz à formação de veios e vênulas preenchendo espaços concordantes e discordantes com a foliação, as vênulas principais são de clorita, carbonato, biotita e quartzo. A presença de vênulas biotíticas é marcante nas faixas miloníticas.

Os processos de alteração hidrotermal têm comportamento diferenciado de acordo com a proximidade da zona de cisalhamento, ocorrem mudanças químicas com a transição distal para proximal dessas zonas. A alteração hidrotermal adjacente às vênulas é caracterizada por uma grande mobilidade de elementos, Fe, Ti, Al, Y, Zr e Nb, normalmente considerados elementos imóveis, podem transferir uma massa significativa para as zonas mais milonitizadas.

Nos locais adjacentes às zonas miloníticas, a alteração hidrotermal predominante tem estilo pervasivo, por vezes conservando texturas ígneas reliquias, estruturas cumuláticas e cristais pseudomorfos idiomórficos de clinopiroxênio.

A fase inicial de alteração hidrotermal é marcada pela destruição dos minerais: tremolita, actinolita, epidoto e serpentina para formar assembléias com talco-clorita-carbonato. Nas proximidades das zonas bastante alteradas, a quebra do talco forma ankerita-quartzo ou calcita-quartzo.

MESQUITA (1996) estudando a alteração hidrotermal das rochas de Porto Nacional fez algumas observações:

- A mica branca é produto de alteração do K-feldspato;
- O carbonato pode ser produto de alteração de feldspatos e está presente no limite entre os grãos e no seu interior;
- Vênulas de carbonato com sulfetos ou sulfetos associados ao Au são nitidamente discordantes e menos deformadas;
- Nas zonas de cisalhamento houve grande perda de SiO_2 , a maioria da sílica, mobilizada na forma de H_4SiO_4 , é responsável pela grande quantidade de veios quartzosos auríferos.

Na análise geoquímica da alteração hidrotermal, MESQUITA (1996) observou que durante o processo metassomático é comum a presença de elementos imóveis (Al, Ti, Zr, Ga, Ba, Y, Nb). Nos processo de milonitização esses elementos também estão presentes.

Ainda segundo a mesma autora, a 1ª fase evolutiva dos fluidos hidrotermais antecede as mineralizações de Au, e ocorre em condições variáveis de temperatura entre 355°C e 370°C. A 2ª fase evolutiva hidrotermal é a principal fase de formação das mineralizações de Au, vênulas de carbonato e sulfetos, e ocorre por volta de 310°C. A 3ª fase evolutiva é pós mineralização de Au e as condições de dos fluidos variam entre 219°C a 154°C.

11.2 PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os processos de alteração hidrotermal foram individualizados de acordo com suas associações minerais e processos envolvidos.

O complexo VE-03 é afetado por processos hidrotermais com características distintas, a região afetada por cada processo hidrotermal é chamada de halo de alteração. Esses halos acompanham as zonas miloníticas com uma gradação regressiva termal a partir do centro das zonas (T mais elevada).

A alteração hidrotermal que ocorre na zona transicional entre a zona milonítica e a rocha menos alterada, têm estilo pervasivo-fissural com predominância de vênulas de carbonato. Os minerais de natureza ígnea ou metamórfica das porções menos alteradas foram afetados por uma alteração hidrotermal tardia.

Os halos de alteração hidrotermal acompanham as zonas miloníticas e podem se estender por metros com um comportamento diferenciado ao longo do furo e no entorno.

A figura (Fig. 7.6- anexo 3) esquematiza os processos de alteração hidrotermal que serão descritos a seguir.

SERICITIZAÇÃO

O processo de sericitização é marcado pela presença de mica branca, principalmente na forma de finos cristais (<0,01mm) dispersos na matriz das rochas miloníticas. A mica branca pode perfazer de 15 a 30% do total de minerais na matriz e está

associada principalmente com carbonato, clorita e biotita, por vezes talco, epidoto e pirita. A sericita junto com a clorita e/ou biotita confere textura lepidoblástica às rochas filoníticas.

A alteração sericítica pertence a uma zona inicial de alteração hidrotermal progressiva que transforma os minerais da matriz das rochas miloníticas. A morfogênese da sericita está relacionada com a fase Sn-precoce que forma a matriz das rochas miloníticas. O halo de alteração da sericita foi obliterado pela zona da biotita, clorita e carbonato.

A sericita resulta de uma alteração pervasiva de fraca intensidade, envolvendo um fluido rico em H_2O e Ca (reação A).

A percolação pervasiva inicial de fraturamento rúptil e as venulações iniciais, em uma assembléia de competência variável podem desenvolver uma assembléia com ankerita – sericita. As rochas do complexo contêm bastante ferro, e a siderita é formada no lugar da ankerita.

CARBONATIZAÇÃO

A carbonatização é um processo que ocorre em todo o complexo e envolve três gerações diferentes de carbonato: o carbonato 1 é siderita, o carbonato 2 é ankerita e o carbonato 3 é calcita (Amostra FVE06-61,8m). A porcentagem de carbonato nas amostras do complexo pode variar entre 30-70% do total de minerais presentes.

O carbonato 1 ocorre na zona inicial de alteração progressiva, onde a assembléia mineral ígnea é substituída parcial ou totalmente. Em alguns locais, a clivagem e a forma arredondada dos minerais ígneos, principalmente de cristais de clinopiroxênio, estão preservadas. O carbonato dessa fase confere uma textura granoblástico e tem um estilo hidrotermal pervasivo de alteração.

Na amostra FVE06-61,8m o carbonato 1 é a siderita, o carbonato 2 é a ankerita e carbonato 3 é a calcita. A siderita ocorre na forma de vênulas e pode ocorrer também disseminada. A ankerita resulta de percolação pervasiva fluidal e substitui minerais anteriores (como cristais de cpx). A calcita invade a assembléia mineral acompanhando as vênulas sideríticas e também preenchendo interstícios.

O carbonato 1 (siderita) está presente na fina matriz de até 0,02 mm (<1%) junto com sericita, clorita, biotita. Em locais adjacentes ao cisalhamento, pode associar-se a actinolita.

O carbonato 2 (ankerita) tem estrutura em forma de vênulas concordantes com a foliação (tanto dos filossilicatos quanto dos anfibólios), geralmente mais contínuas, podem ser discordantes e descontínuas.

As vênulas têm textura nematoblásticas ou granoblásticas e podem estar associadas a clorita e biotita, eventualmente talco, formando uma seqüência de cristalização carbonato-talco-clorita. As vênulas carbonáticas, conferindo à rocha uma estrutura laminada concordantes com a foliação, intercalam-se com vênulas de clorita, biotita e/ou quartzo com espessura que varia de 0,1 mm até alguns 0,5mm.

O carbonato 2 compõe, predominantemente, o enxame de vênulas com cristais recristalizados, e é produto de alteração fissural, de caráter progressivo associado ao halo de alteração da biotita, clorita e demais carbonatos. Normalmente a silicificação está relacionada com essa forma de carbonatação

O carbonato 3 (calcita) está associado a um halo de alteração mais tardio e corresponde tanto como último membro da sequência progressiva de cristalização carbonática quanto ao primeiro componente de cristalização de carbonato da série retrógrada, vinculada a queda de temperatura. É representado por cristais granoblásticos, por vezes idiomórficos, formados pela recristalização de matéria carbonática pré-existente e pela percolação de fluidos carbonáticos que cortam todas as estruturas anteriores, podem recristalizar cristais das vênulas e da matriz.

Em resumo, o carbonato da fase tardia resulta de alteração hidrotermal fissural-pervasiva, invade a assembléia mineral anterior e também recristaliza os minerais carbonáticos existentes. A alteração dessa fase também aproveita descontinuidades (fraturas e fissuras) do domínio rochoso, gerando vênulas discordantes, que cortam as estruturas anteriores.

A carbonatação progressiva ou retrógrada comporta as seguintes associações minerais: siderita-ankerita-calcita-biotita-clorita±quartzo, calcita-talco-clorita, siderita-talco-forsterita, quartzo-talco-calcita.

BIOTITIZAÇÃO

Há duas fases predominantes de geração da biotita. A biotita 1 é decorrente de alteração hidrotermal do tipo pervasiva de fraca intensidade e associa-se à fase Sn-precoce de deformação. A biotita 2 resulta de alteração hidrotermal do tipo fissural e associa-se à fase Sn de deformação.

A biotita 1 associa-se a clorita e sericita na matriz das rochas miloníticas ou pode ser encontrada como mineral intersticial. Os cristais podem estar com as bordas serrilhadas e perfazem de 10 a 30% da assembléia mineral da amostra quando presentes. A biotita pode ter textura lepidoblástica junto com outros minerais filossilicatos.

A biotita 1 associa-se principalmente com sericita, clorita e carbonato, e podem ocorrer associações como: biotita-talco-quartzo, biotita-plagioclásio-talco.

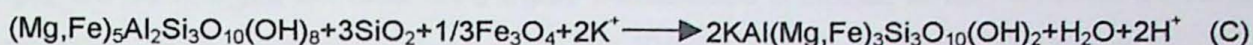
A biotita 2 normalmente está dobrada e intercalada com vênulas de carbonato e clorita. As vênulas biotíticas são bastante contínuas e podem ter minerais opacos e de titânio associados.

Os minerais opacos são subidiomórficos e acompanham a orientação dos cristais de biotita.

As vênulas de biotita, da zona da biotita, ocorrem geralmente nas faixas extremamente milonitizadas ou também podem, associar-se às bordas das vênulas cloríticas. As vênulas biotíticas concentram-se próximas as bordas e nos centros das zonas

miloníticas A biotita é substituída por clorita, dentro da zona da biotita, nos locais imediatamente adjacentes às margens das venulações cloríticas.

A cristalização da biotita provém da quebra de minerais hidratados ferromagnesianos, podendo ser expressa pela reação (C) abaixo:



Clorita

Quartzo Magnetita

Biotita

A biotita 2, nos locais adjacentes à zona de cisalhamento, é subidioblástica e com granulação de até 0,5 cm, normalmente associa-se a cristais de hornblenda. Em alguns locais aparece epídoto tardio (< 1%) associado (Amostra FVE10c1-80m).

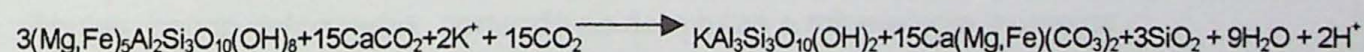
A biotita 2 pode se associar a clorita-sericita, a talco-quartzo-plagioclásio, a pirita-carbonato e a carbonato-epídoto.

CLORITIZAÇÃO

Há três gerações principais de clorita, assim discriminadas: a clorita 1, presente na matriz das rochas miloníticas associa-se à fase inicial da seqüência hidrotermal progressiva. A clorita 2 é decorrente de substituição da biotita e ocorre, principalmente, na forma de vênulas. A clorita 3 vincula-se à fase retrógrada de alteração, devida à queda de temperatura do halo hidrotermal.

A clorita 1, presente na matriz das rochas miloníticas, perfaz entre 30-60% do total da amostra, proporciona textura lepidoblástica à rocha, principalmente quando associada a sericita e/ou biotita e com actinolita-carbonato.

A paragênese clorita 1 + sericita + carbonato pode ocorrer da quebra progressiva de minerais ferromagnesianos hidratados. A reação abaixo (A) reflete a possível reação de alteração e metamorfismos de rochas máficas:



Clorita

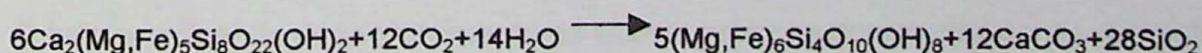
Calcita

Sericita

Ankerita-Dolomita

Quartzo

A clorita 1 em contato com actinolita na matriz das rochas, pode resultar da reação (B) abaixo que também expressa a quebra de minerais ferromagnesianos em rochas máficas:



Actinolita

Clorita

Calcita

Quartzo

A paragênese actinolita + clorita + calcita ocorre nos locais adjacentes à zona de cisalhamento, onde o protólito possivelmente era um hornblendito.

A clorita 2 pertence a um halo de alteração posterior a zona da biotita e tem um estilo de alteração hidrotermal fissural. Os minerais dessa fase podem ser orientados paralelos aos planos de foliação da fase Sn e estão associados a biotita, tanto na forma de vênulas intercaladas, quanto substituindo-as (Amostra FVE06-134,5) de forma disseminada.

A clorita 2 pode ser produto de substituição de talco e biotita e normalmente está na forma de vênulas concordantes ou discordantes com a foliação, normalmente deformadas. As vênulas têm tamanho submilimétrico a milimétrico. Os cristais de clorita das vênulas podem estar recristalizados, nas faixas mais miloníticas a clorita está dobrada e sem hábito definido, ou com crescimento perpendicular a direção da vênula.

As vênulas cloríticas normalmente estão associadas às vênulas carbonáticas e/ou biotíticas, tanto da fase progressiva quanto retrógrada. Pode haver vênulas que não acompanham a foliação, normalmente são vênulas descontínuas, algumas com formas de *boudins* (Amostra FVE06-54,5m) com até 1 cm de espessura.

A clorita 2 associada às vênulas confere à rocha textura lepidoblástica, mas localmente pode estar recristalizada sem orientação preferencial. A clorita pode ser encontrada como mineral intersticial entre pseudomorfos de piroxênios, actinolita e carbonato.

A clorita 2 pertence à fase hidrotermal progressiva, com estilo predominante fissural, nas proximidades às zonas miloníticas assume um estilo pervasivo. A clorita dessa fase pode estar associada com: biotita-ankerita-calcita, talco-biotita-quartzo, pirita-carbonato, quartzo-biotita.

A clorita 3 tem caráter pervasivo-fissural e está relacionada com a sequência retrógrada de alteração. Normalmente está substituindo a biotita ou recristalizando a clorita existente. A alteração é de fraca intensidade. Essa clorita também ocorre como finas vênulas, pouco deformadas, cortando as estruturas e mineralogia existente.

A clorita 3 normalmente está associada com: biotita-quartzo, biotita-calcita, talco-carbonato, epidoto-quartzo.

Associada às vênulas cloríticas, das bordas das zonas miloníticas, é comum encontrar cristais idiomórficos de titanita, que podem formar aglomerados. Nas vênulas, dos locais mais milonitizados, tem-se rutilo, que também pode formar aglomerado de cristais idiomórficos. A titanita pode estar deformada, formando estruturas cinemáticas de pares S/C com a clorita (Amostra FVE06-152m).

O halo principal de desenvolvimento da titanita está nas bordas das zonas miloníticas e pertence a sequência de cristalização progressiva. A presença de rutilo nas zonas miloníticas comprova a mobilidade do titânio, que normalmente é um elemento imóvel, transportando-o das bordas das zonas miloníticas para o interior.

A titanita na lâmina FVE06-54,5 acompanha as vênulas cloríticas, concentrando-se preferencialmente nas bordas, pode perfazer até 15% no total de minerais da assembléia.

Os sulfetos predominantes associados às vênulas cloríticas são piritas e calcopiritas de até 3 mm. Alguns são idiomórficos e podem estar rotacionados formando texturas de orla e de sombra de pressão com inclusões de material da matriz (Amostra FVE03-71,8m). Nos locais, o qual a zona de cisalhamento foi mais intensa, os porfiroblastos estão totalmente deformados (Amostra FVE03-110).

A cloritização é mais expressiva nas bordas das zonas miloníticas, com titanita associada (Fig. 7.6), quando ocorre no centro das zonas miloníticas, o rutilo substitui a titanita, demonstrando que os fluidos associados às zonas de cisalhamento remobilizam elementos normalmente imóveis.

SILICIFICAÇÃO

Há pelo menos duas gerações de quartzo. O quartzo 1 forma a matriz de algumas rochas miloníticas junto com carbonato, clorita, sericita e biotita e quando presente, perfaz cerca de até 15% da assembléia mineral. Pode estar associado também com talco e plagioclásio.

O quartzo 1 são cristais de tamanho entre 0,01 e 0,1 mm, os cristais maiores recristalizados têm até 1,2 mm e ostentam extinção ondulante. Pode formar agregados envoltos pelas vênulas, principalmente carbonáticas. Nos locais mais próximos das faixas miloníticas o quartzo está moído e com carbonato subordinado (Amostra FVE06-134,5m).

O quartzo 2 associa-se à etapa final da seqüência progressiva carbonática e ao início da fase retrógrada, neste caso ocorrendo associado à biotita. Essa fase de alteração silicítica, de natureza fissural, exhibe vênulas e veios de quartzo deformados pela fase Sn. Existem vênulas tardias verticalizadas que truncam a foliação Sn.

O quartzo 2 ocorre em veios de quartzo de até 2m de espessura, é branco leitoso, maciço, e associa-se a sulfetos que ocorrem disseminados na massa quartzosa filoniana, com granulação < 0,1 mm. Também ocorre como agregados granoblásticos, por vezes na forma de lentes ou bolsões, e normalmente associado com plagioclásio ou carbonato.

Os cristais de quartzo dos veios apresentam extinção "tipo tabuleiro de xadrez" e contatos serrilhados entre os grãos; estes maiores que 3 mm (Amostra FVE06-64,5m). Nas faixas mais filoníticas os cristais de quartzo 2 estão normalmente intercalados com carbonato.

Vênulas concordantes e/ou discordantes (por vezes dobradas) com a foliação apresentam quartzo com extinção ondulante, totalmente recristalizado, as vênulas e agregados granoblásticos são deformados pela fase Sn. Onde a silicificação é mais expressiva, pode ocorrer uma fase tardia de venulação quartzosa ressaltando-se que as vênulas correspondentes cortam a foliação pré-existente.

Macroscopicamente observam-se sulfetos finos (<0,5 mm) nas vênulas quartzosas, na amostra FVE10c1-64m há cristais de ouro (de 1mm) associados ao quartzo.

No contato superior do veio de quartzo (Amostra FVE06-meio) há uma forte carbonatização de cor rósea (Fig.11.1), com calcita predominante (80%), um pouco de talco (10%) e, clorita, actinolita e outro mineral do grupo das micas perfazendo o restante da assembléia mineral da rocha (10%).

Logo após o veio, ~ 2 m abaixo, há uma anomalia aurífera (em ppb), observada no gráfico abaixo (Fig.11.2).

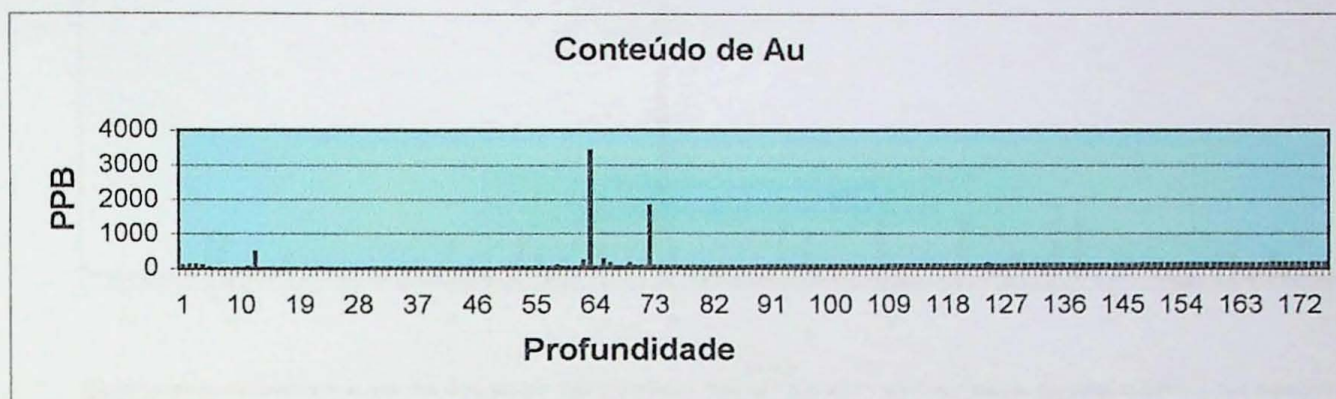


Fig.11.2 - Conteúdo de Au no Furo FVE-06 em função da profundidade
Fonte: Relatório interno da Companhia Verena Minerals Corporation

O quartzo 2 está associada a calcita-biotita-clorita-sulfetos, plagioclásio-carbonato, talco-epídoto (fase mais tardia) e está relacionado à zona de cisalhamento. Nas adjacências dos veios de quartzo, os agregados de quartzo estão subordinados ao carbonato.

Os veios de quartzo e a alteração pervasiva de sílica (como observado na fig.7.6 – anexo 3) ocorrem normalmente no limite entre a zona de cisalhamento e a rocha pouco alterada. Os cristais de quartzo estão bastante recristalizados e ocorre carbonato 3 subordinado.

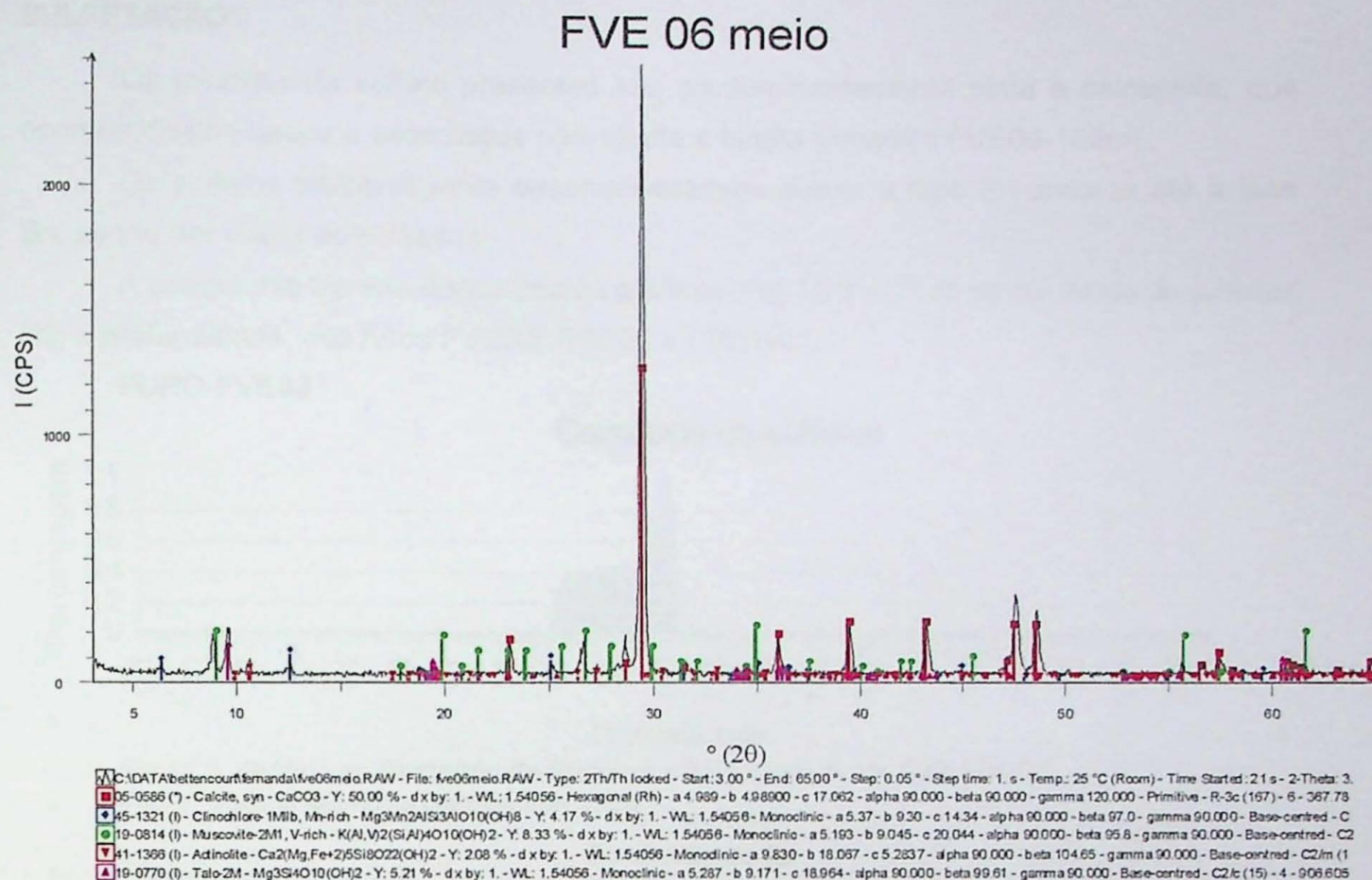


Fig.11.1: Gráfico obtido pela interpretação de difratometria de raios-x. Amostra FVE06-60m, porção rósea carbonatizada.

EPIDOTIZAÇÃO

O epidoto ocorre mais expressivamente no Furo FVE-06 e representa menos que 1% do total dos minerais presentes na assembléia.

A epidotização pode ser representada pela presença de clinozoisita ou epidoto. A clinozoisita normalmente está presente nas regiões onde há núcleos preservados do protólito, próximo às faixas miloníticas.

O epidoto pode preencher clivagens e contatos entre os minerais, como na amostra FVE06-45,6m, onde a clinozoisita preenche as clivagens de clinopiroxênios.

Os cristais de epidoto atingem dimensões até 0,1 mm e podem estar associados às vênulas de clorita, normalmente os cristais são idiomórficos. O epidoto associa-se com: biotita-carbonato, clorita-carbonato-microclínio, talco-quartzo.

Normalmente a epidotização é mais expressiva nas adjacências das zonas de cisalhamento, caracterizando um estilo de alteração pervasivo-fissural com substituição concomitante da assembléia mineral anterior ou preenchendo os espaços entre os grãos e as clivagens. Também ocorre como finas vênulas (1mm) associadas aos sistemas venulares carbonático e clorítico.

SULFETAÇÃO

Os minerais de sulfeto presentes são predominantemente pirita e calcopirita, que ocorrem disseminados e associados com clorita e biotita (Amostra FVE06-152m).

Os sulfetos provavelmente desenvolveram-se desde a fase Sn-precoce até à fase Sn, sendo por vezes deformados.

A companhia Verena disponibilizou gráficos (Fig.11.3 a 11.6) de conteúdo de sulfetos (%) x profundidade, dos furos FVE03, FVE06 e FVE10c1.

FURO-FVE03

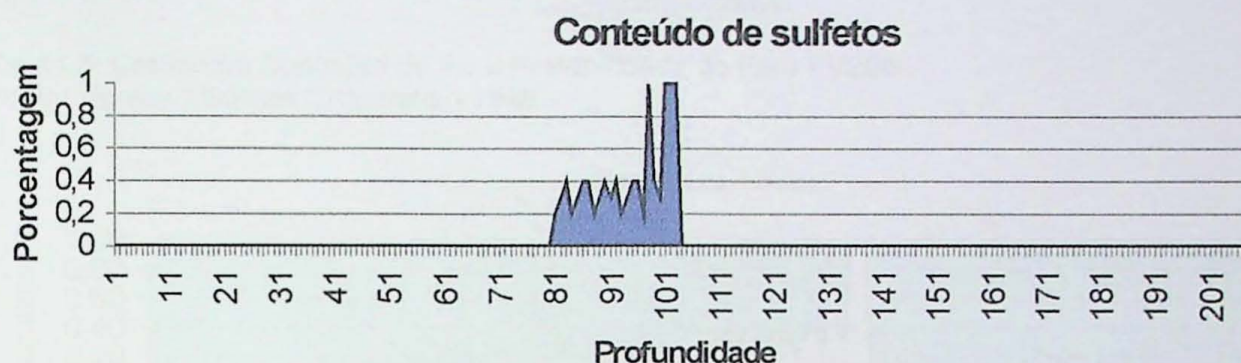


Fig.11.3: Gráfico do Conteúdo de Sulfetos x Profundidade do Furo FVE03.
Fonte: Verena Minerals Corporation 1998

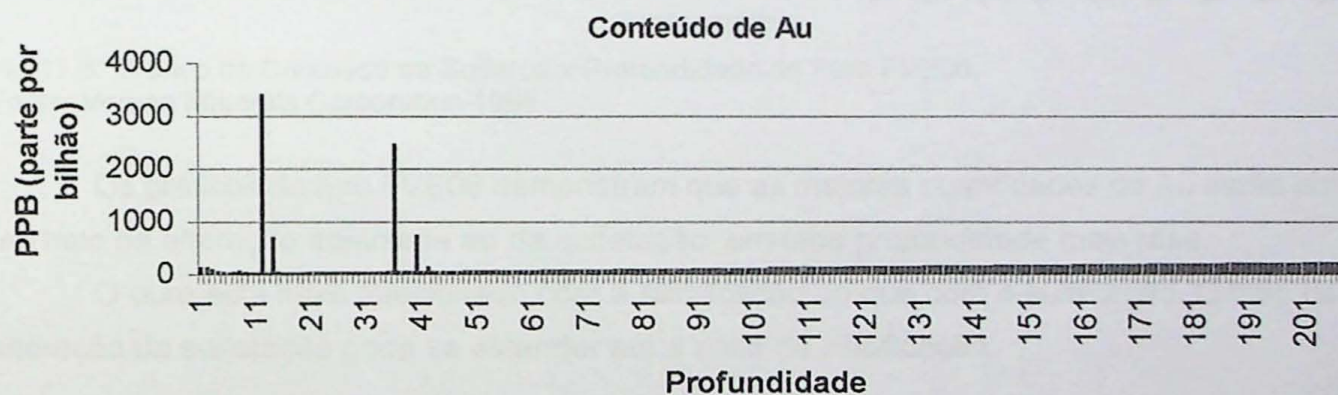


Fig.11.4: Gráfico do Conteúdo de Au x Profundidade do Furo FVE03.
Fonte: Verena Minerals Corporation 1998

Comparando-se ambos os gráficos, nota-se que o ouro encontrado está no manto de intemperismo, nas bordas das zonas de cisalhamento, associados ao halo de alteração da silicificação (Fig. 11.4), e, nem sempre onde ocorre a maior porcentagem de sulfetos há ouro associado.

FURO FVE06

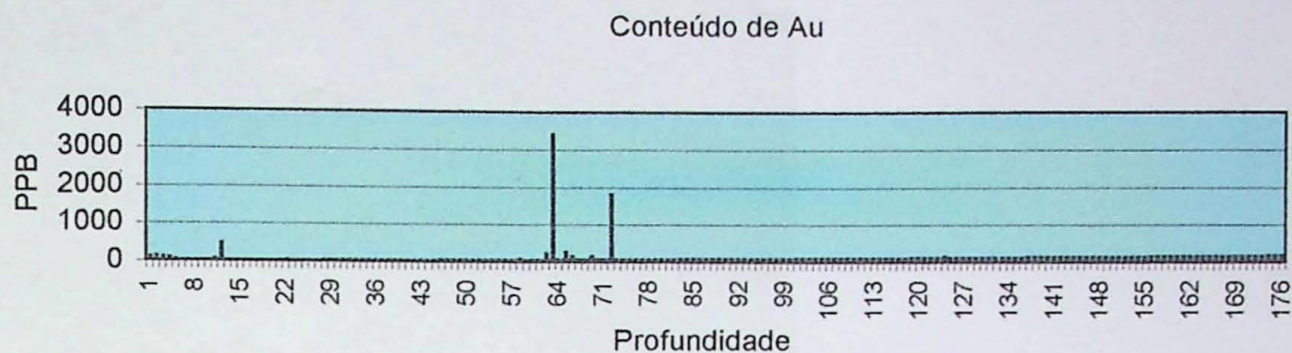


Fig.11.5: Gráfico do Conteúdo de Au x Profundidade do Furo FVE06.
Fonte: Verena Minerals Corporation 1998



Fig.11.6: Gráfico do Conteúdo de Sulfetos x Profundidade do Furo FVE06.
Fonte: Verena Minerals Corporation 1998

Os gráficos do furo FVE06 demonstram que as maiores quantidades de Au estão em um halo de alteração adjacente ao da sulfetação, em uma profundidade mais rasa.

O ouro está mais relacionado com a silicificação do que com a sulfetação. O halo de alteração da sulfetação pode se estender até a zona da silicificação.

11.2.1 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Duas amostras foram selecionadas para a microscopia eletrônica de varredura (MEV) para observar e confirmar associações minerais, alguns locais foram observados com cuidado, mas não foi possível encontrar ouro associado.

O MEV funciona da seguinte maneira: um feixe de elétrons de alta energia é focalizado em um ponto da amostra, causando emissão de elétrons com grande espalhamento de energia que são coletados por um detector, e amplificados para fornecer um sinal elétrico.

Foi utilizado o tipo de espectroscopia de Raios-X por dispersão de energia. A intensidade de Raios-X emitida por vários elementos em uma amostra é aproximadamente proporcional as frações em peso de cada elemento que emite radiação, podendo-se fazer uma análise quantitativa de elementos na amostra. A amostra precisa ser metalizada e colocada dentro de uma câmara a vácuo.

A primeira amostra analisada foi a FVE03-157m e corresponde a uma faixa milonítica (Fig.11.7).

Os gráficos com as composições de EDS estão no anexo 4.

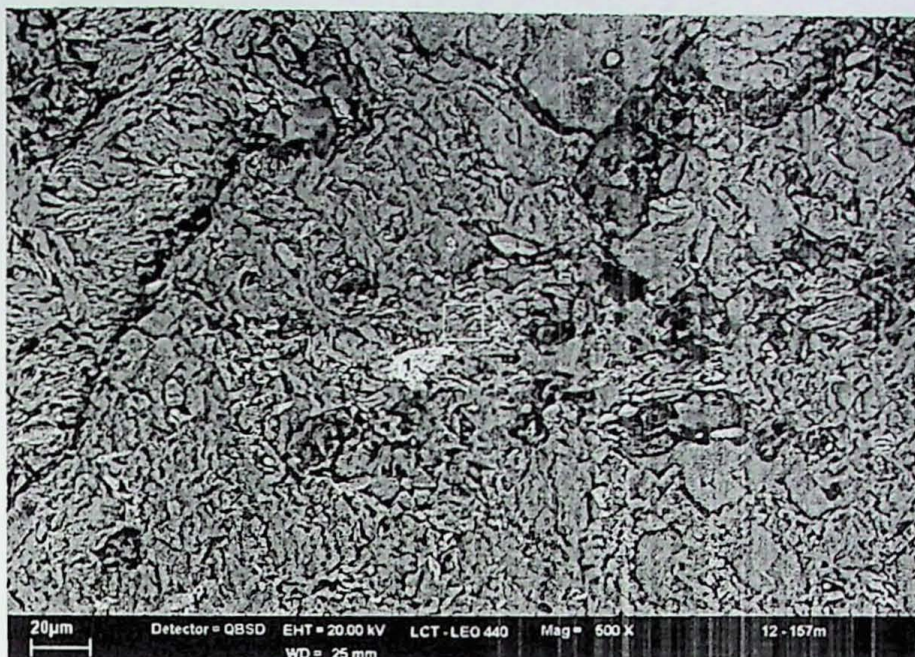


Fig.11.7- Imagem do MEV da amostra FVE03-152m

Observando a Fig.11.7 o ponto 1 é um silicato de zircão em contato com o ponto 2 que é um silicato de cálcio, magnésio, alumínio, potássio e um pouco de ferro, estes em contato com o ponto 3 que é um carbonato puro. O ponto 4 é uma diferenciação do ponto 2 com bastante ferro e sem potássio.

Possivelmente o ponto 2 é a biotita que está sendo substituída pelo ponto 4 que corresponde a clorita rica em ferro.

Pode-se definir a associação biotita-clorita-zircão-carbonato, comprovando a substituição da biotita pela clorita e a presença de zircão.

O ponto 5, à esquerda, é um silicato de magnésio, alumínio, potássio e ferro, possivelmente corresponde a biotita, não apresenta o pico do Ca pois está distante do contato com o carbonato.

A imagem (Fig.11.8) abaixo representa outro ponto da mesma amostra.



Fig.11.8- Imagem do MEV da amostra FVE03-152m, ponto superior ao anterior.

O ponto 6 representa um silicato de alumínio e bário em contato com o ponto 7 e 8. O ponto 7 é um silicato de alumínio, magnésio, potássio e ferro e o ponto 8 é um silicato de alumínio e sódio.

O ponto 7 é a biotita férrica, o ponto 6 pode ser um hialofânio, do grupo dos feldspatos, e o ponto 8 é um silicato de alumínio e sódio.

A imagem (Fig.11.9) abaixo mostra a associação dos sulfetos de ferro.

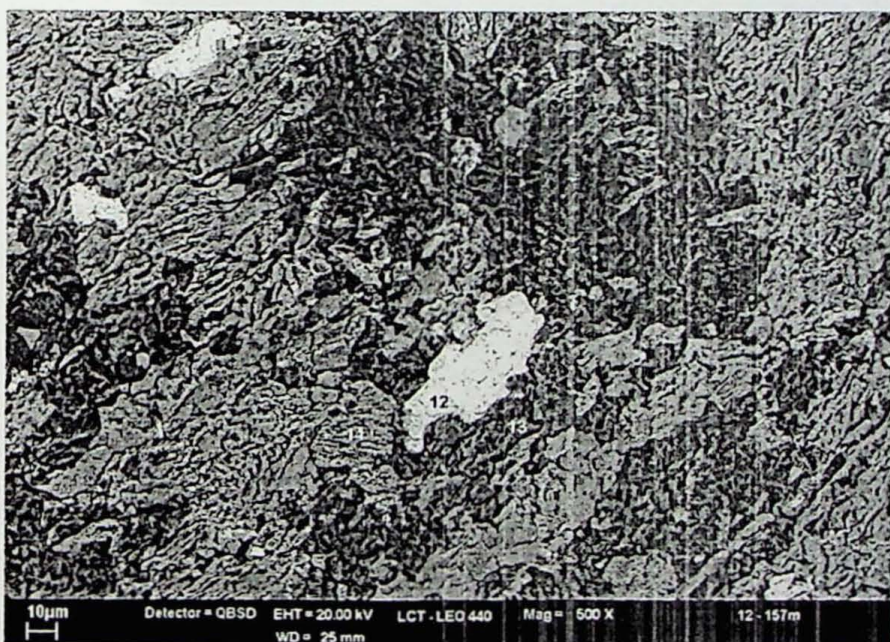


Fig.11.9 - Associação mineral com pirita (Amostra FVE03-152m)

O ponto 12 é a pirita, um sulfeto de ferro, em contato com o silicato de sódio e alumínio (ponto 13) e a biotita férrica. A pirita é disseminada e ocorre associada com a biotita férrica.

A outra amostra analisada foi a FVE06-57m que corresponde ao contato de topo com um veio de quartzo e está na zona de contato da faixa milonítica.

A imagem (fig.11.10) representa os minerais associados às vênulas cloríticas.

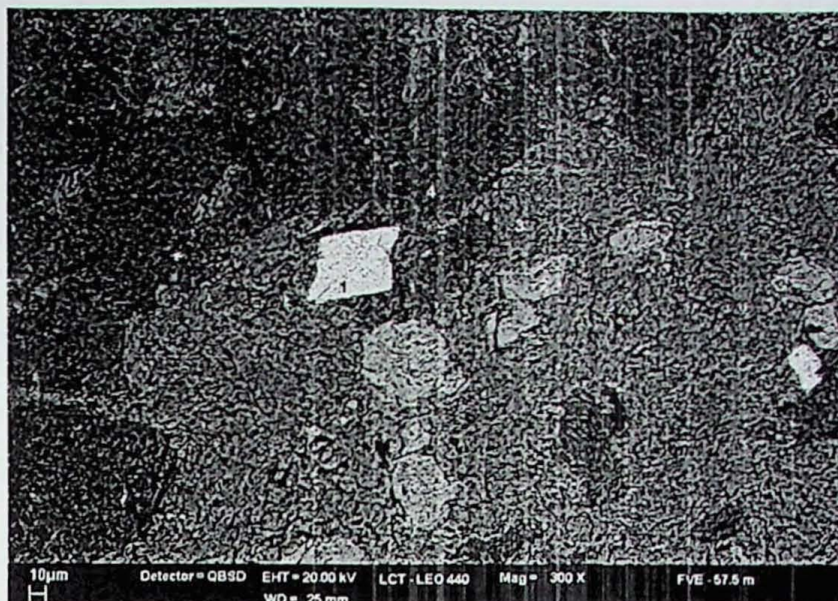


Fig.11.10 -1-Zircão, 2-apatita, 3-clorita, 4-albita

Associados às vênulas cloríticas (3) ocorrem zircão idiomórfico (1) em paragênese com a albita (4). Junto com a clorita também observa-se cristais de apatita (2).

Na figura 11.11 abaixo, o ponto 5 é um mineral de titânio puro em meio a clorita que está em contato com o feldspato.

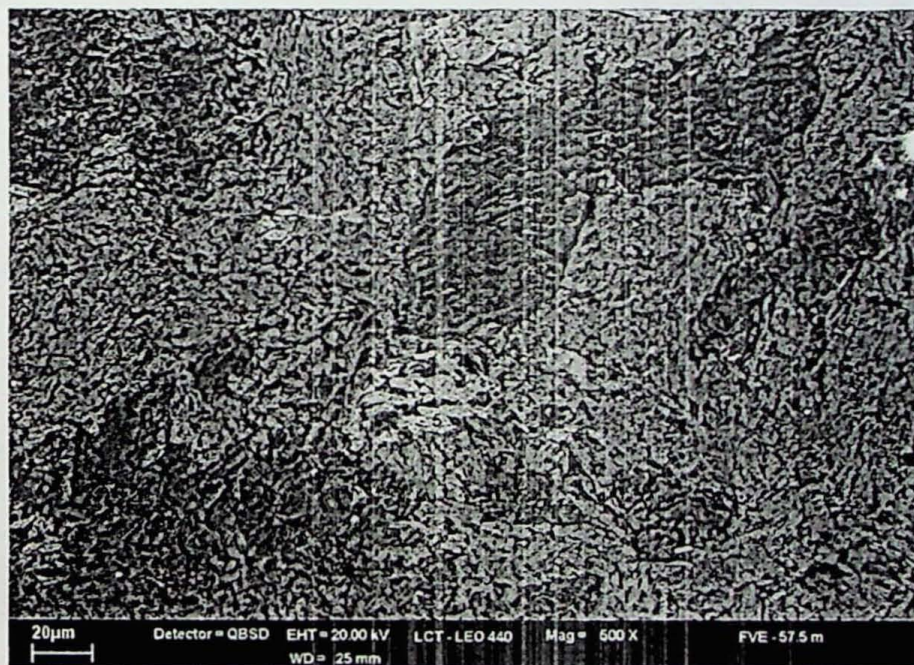


Fig.11.11-Titanita ou rutilo em meio a clorita (amostra FVE06-57m).

A fig. 11.12 mostra a pirrotita (6) em contato com titanita (7). O ponto 8 é um mineral de zircão, no contato entre a clorita e a albita.

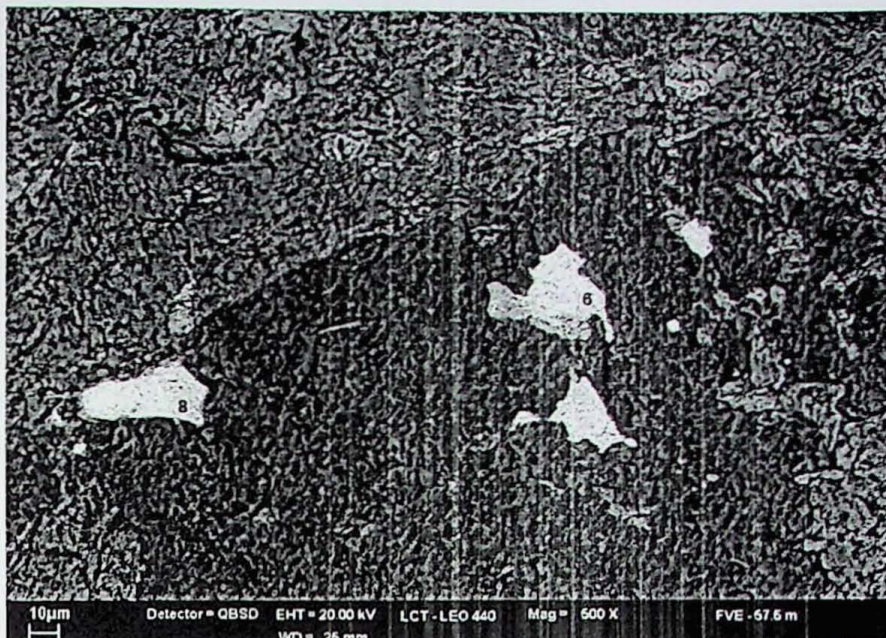


Fig.11.12-Minerais de pirrotita (6), titanita (7) e zircão (8) (Amostra FVE06-57m).

A fig. 11.13 são cristais de zircão idiomórficos (10), em contato com titanita (9) e clorita (mineral cinza escuro)

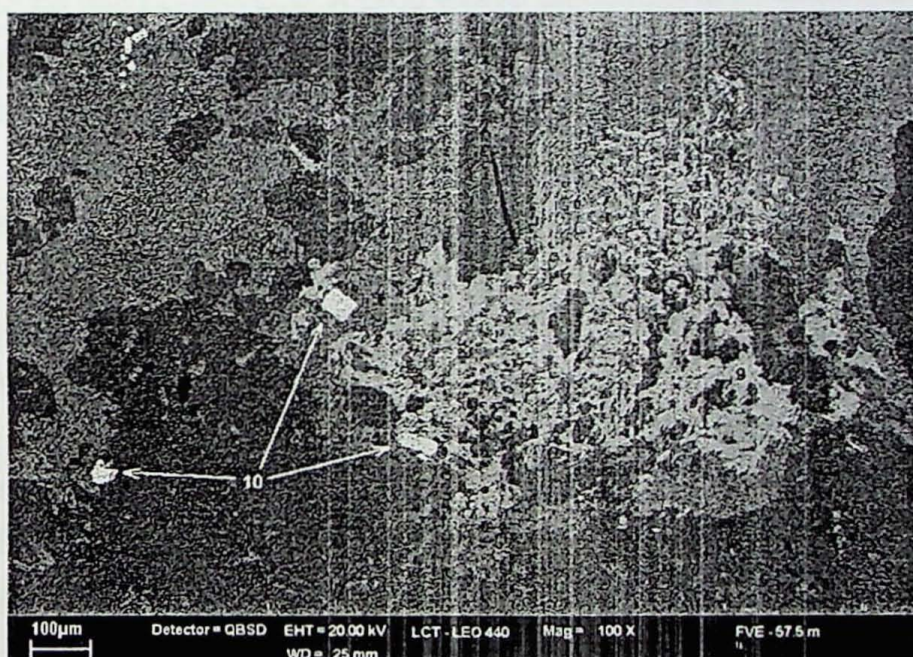


Fig.11.13- 9-titanita, 10-Zircão em meio a vênula clorítica.

Através do MEV pode-se observar que o zircão é um mineral comum nas bordas da zona de cisalhamento e ocorre associado com clorita.

11.2.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE A ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os estilos de alteração hidrotermal têm duas fases principais de desenvolvimento, uma fase progressiva e uma fase retrógrada. Em ambas as fases há quase todos os estilos descritos presentes. A sucessão paragenética indicada na Tabela 7 foi estabelecida em função de: observações geológicas em trincheiras e em afloramentos de rocha e log's de furos de sondagem, seguidos de petrografia, análises de minerais via difração de Raios-X e microscopia eletrônica de varredura.

O diagrama (tabela 7) abaixo tenta relacionar a seqüência de desenvolvimento dos minerais da assembléia em cada estilo de alteração mineral de acordo com a distancia da fonte do fluido. A fonte de fluidos hidrotermais localiza-se na extrema direita, a seqüência é progressiva da direita para a esquerda.

12 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O complexo VE-3 é composto por rochas máficas e ultramáficas intercaladas que exibem texturas ígneas preservadas, a exemplo da textura cumulática e a forma idiomórfica de cristais de clinopiroxênio e olivina.

Os protólitos das rochas alteradas são werhlitos, clinopiroxênitos (60-90%), hornblendito (60-90%) e gabros, além de diques de diabásio, posteriores, que cortam o complexo.

As rochas do complexo foram deformadas ao longo de zonas de cisalhamento e os produtos resultantes são filonitos. A foliação filonítica foi definida como Sn e o esforço compressivo inicial de cisalhamento, induziu a formação de estruturas aqui definidas como sendo do tipo Sn-precoces. A progressão da componente secundária de cisalhamento gerou estruturas distensivas e dobras intrafoliares, todas pertencentes a uma fase chamada de Sn-tardia.

Anterior à foliação Sn-precoces, as rochas sofreram um metamorfismo de fácies xisto-verde, mas com o pico metamórfico atingindo a fácies transicional entre anfibolito e xisto verde, que hidratou os minerais da associação mineralógica ígnea transformando as rochas ultramáficas em serpentinitos e as rochas máficas em metabasitos com tremolita, actinolita e hornblenda (metamórfica).

Nas rochas ultramáficas é marcante a associação forsterita-enstatita-talc-serpentina, e nas rochas máficas a associação clorita-actinolita-epídoto-albita. Nota-se também a instabilidade da hornblenda sendo substituída por actinolita, podendo inferir uma temperatura de metamorfismo de ~500°C.

O pico metamórfico atingiu a zona de transição entre a fácies anfibolito e xisto-verde e se expressa nas rochas máficas, pela associação oligoclásio-hornblenda-calcita.

Os processos hidrotermais que afetam as rochas são predominantemente de dois tipos: pervasivo e fissural e os estilos de alteração correlatos e presentes são: sericitização, carbonatização, biotitização, sultetização, cloritização, silicificação e epidotização. Os estilos hidrotermais podem ter caráter pervasivo e/ou fissural.

Os processos de alteração hidrotermal têm um caráter progressivo em função do desenvolvimento do sistema de cisalhamento, mas também podem ser de natureza retrógrada devido ao resfriamento da zona de cisalhamento.

A sericita ocorre disseminada, forma a matriz das rochas miloníticas e está associada com clorita-biotita-siderita-ankerita.

A biotita ocorre segundo duas gerações: a biotita 1 está dispersa na matriz e está associada a sericita-clorita-siderita-ankerita; a biotita 2 é fissural-pervasiva estando associada a clorita-sulfetos-talco-quartzo-plagioclásio-epídoto.

A clorita comporta três gerações principais: a clorita 1 está dispersa na matriz e ocorre associada a sericita, biotita, siderita/ankerita e actinolita; a clorita 2 é fissural e está associada com biotita-ankerita-calcita-talco-quartzo-pirita, ocorrendo também titanita e rutilo (até 20% do total de minerais) associados a essa fase de cloritização; a clorita 3 tem caráter fissural-pervasivo e está associada a biotita-calcita-talco-epídoto-quartzo.

A siliciificação é caracterizada pela presença de duas gerações principais de quartzo: o quartzo 1, relativo à alteração pervasiva, forma parte da matriz das rochas miloníticas e ocorre, associado a siderita/ankerita-biotita-clorita-talco-plagioclásio. O quartzo 2 ocorre em veios de preenchimento de fissuras associado com calcita-biotita-plagioclásio-talco-epídoto.

Biotita 2, clorita 2 e pirita/calcopirita ocorrem em associações paragenéticas nos veios e vênulas de quartzo. O processo de sulfetação associado ao quartzo 2 não tem carbonato na paragénese.

O epídoto associa-se à alteração pervasiva-fissural e ocorre tanto segundo sobreposição e substituição de associações mineralógicas anteriores como na forma de vênulas; está associado com biotita-carbonato-clorita-microclínio-talco-quartzo.

O processo de sulfetação ocorre nas salbandas das vênulas de clorita, biotita e quartzo formando um halo de alteração sulfetado, onde os minerais principais resultantes são pirita e calcopirita. Neste caso o ouro ocorre nos limites dos halos de alteração de sulfetos (Fig. 11.3 e 11.6).

A carbonatização é o estilo de alteração mais expressivo na área e pode ser desmembrada em duas categorias, carbonatização progressiva e retrógrada, representada por três gerações de carbonato, assim discriminados: carbonatização progressiva representada pelo carbonato 1 (siderita) que forma a matriz das rochas e tem caráter pervasivo; associa-se com sericita-biotita-clorita, e carbonato 2 (ankerita) de estilo fissural; carbonatização retrógrada representada pelo carbonato 3 de estilo fissural-pervasivo que invade a rocha na forma de vênulas discordantes, pouco deformadas e também recristalizando o carbonato existente.

A carbonatização tem as seguintes associações minerais: siderita-ankerita-calcita-biotita-clorita±quartzo, calcita-talco-clorita, siderita-talco-forsterita, quartzo-talco-calcita

A figura 7.6 representa, em perfil, os estilos de alteração e suas relações com as zonas de cisalhamento. As vênulas biotíticas concentram-se próximas às bordas e nos centros das zonas miloníticas e, normalmente, estão associadas com vênulas cloríticas.

A cloritização é mais expressiva nas bordas das zonas miloníticas, com titanita associada e no centro das zonas miloníticas, ocorre rutilo ao invés da titanita, o que demonstra que os fluidos mineralizantes remobilizaram elementos considerados imóveis.

A alteração silícica, como veios de quartzo (Fig.7.6 - anexo 3), ocorre normalmente no limite entre a zona de cisalhamento e a rocha encaixante pouco alterada.

A epidotização assume caráter pervasivo-fissural e é mais expressiva nos limites das zonas de cisalhamento. O processo envolve a substituição de boa parte das assembléias minerais anteriores ou o preenchimento de espaços intergranulares. Ocorre também, finas vênulas (1mm) de epidoto associado às vênulas carbonáticas e cloríticas.

13 CONCLUSÕES

O complexo VE-03 é formado por rochas máficas e ultramáficas intercaladas, afetadas por zonas de cisalhamento, metamorfismo dinamotermal e por processos de alteração hidrotermal correlatos.

As zonas de cisalhamento são os locais por excelência, de interação rocha-fluido e de ocorrência de mineralizações auríferas. Ressalva-se, ainda, que nas rochas do complexo VE-3 elementos considerados imóveis (Ex: Ti / Au) são remobilizados. Ocorre ainda sulfetação de Fe e Cu, na forma de pirita e pirrotita.

De acordo com a figura 7.6 (anexo 3) o halo de alteração hidrotermal acompanha as zonas de cisalhamento, nas bordas a alteração tem caráter mais pervasivo e no centro mais fissural. A zona de contato entre a zona de cisalhamento e a rocha menos alterada é de catáclase e é marcada pela intrusão de vênulas e veios de quartzo.

As associações minerais de alteração hidrotermal estão identificadas na tabela 7, e foram enquadradas em função da proximidade com a fonte dos fluidos, segundo as categorias: distal, distal-intermediário e proximal.

As rochas do complexo sofreram um metamorfismo anterior aos processos de alteração, hidratando-as e transformando as associações ígneas em associações metamórficas compatíveis com a fácies xisto-verde. As associações minerais metamórficas ocorreram devido a um fluido hidrotermal rico em H₂O. Os fluidos os estilos de alteração são ricos em CO₂ e CaO que promovem a destruição de serpentina e introduzem bastante carbonato ao sistema.

Os fluidos mineralizantes portadores de ouro vinculam-se a uma fase posterior à sulfetação (fig.11.3 a 11.6) posicionada no final da sequência progressiva e o início da sequência retrógrada de desenvolvimento dos minerais: biotita, clorita 3, carbonato 2 (ankerita) e 3 (calcita) e quartzo 2.

Os veios de quartzo auríferos estão associados às bordas das zonas miloníticas. Esses veios estão bastante deformados, por vezes ostentam padrões do tipo *boudins*. É comum encontrar aglomerados de quartzo bastante recristalizados, subordinados principalmente ao carbonato 2 (ankerita), podendo ocorrer também com calcita. Nos locais mais interiores da zona de cisalhamento, os veios e vênulas de quartzo estão deformados, formando sigmóides. As vênulas mais tardias de quartzo 2 são verticalizadas e truncam a foliação Sn.

A mineralização aurífera é fundamentalmente relacionada à evolução de falhas e de zonas de cisalhamento, principalmente em terrenos arqueanos e paleoproterozóico, e os depósitos metálicos hidrotermais são mais abundantes nos ambientes tectônicos portadores de alto termalismo e fluxo fluidal. Deste modo o presente estudo da alteração hidrotermal em zona de cisalhamento, embora preliminar, contribui para caracterizar os diferentes estilos de alteração hidrotermal e seus halos respectivos, bem como mineralizações auríferas e sulfetadas (Fe e Cu) correlatas.

Os métodos de estudo permitiram distinguir as zonas de alteração mais propícias à mineralização aurífera daquelas com potencial mineralizante mínimo, o que em si, constitui uma ferramenta de importância à exploração aurífera no distrito aurífero de Porto Nacional (TO).

14 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barradas, J.A., Lafon, J.N. & Kotschoubey, B., 1992 - Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo-Porto Nacional, Tocantins. Novos Resultados. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 2:182-183.
- Barros, G. 1998 – Estudo geocronológico dos zircões dos granulitos de Porto Nacional (TO). *Actas*, IX Seminário de Iniciação Científica da Universidade Federal do Pará, Belém, 283.
- Barley, M.E., Groves, D.I., McNaughton, 1990 - Regional hydrothermal alteration in greenstone belts. In: Ho, S.E.; Groves, D.I.; Bennett, J.M. (Eds.), *Gold deposits of the Archaean Yilgarn block, Western Australia: nature, genesis and exploration guides*. The University of Western Australia, Publication No. 20, pg. 55-59.
- Bezerra, P.E.L.; Cunha, B.C.C.; Ianhez, A.C.; Potiguar, L.A.T.; Pitthan, J.H.L.; Souza Jr, J.J.; Montalvão, R.M.G.; Souza, A.M.S, 1981 – Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: Simp. Geol. do Centro-Oeste, 1, Goiânia. *Atas*. Goiânia, SBG, p.363-375.
- Costa, J.B.S., 1980 – *Evolução geológica da região de Colméia-GO* Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 71p. Tese de Mestrado.
- Costa, J.B.S., 1985 – *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209p. Tese de Doutorado.
- Costa, J.B.S.; Gorayeb, P.S. de S.; Bermeguy, R.L.; Gama Jr., R.; Kotschoubey, B.; Lemos, R.L., 1983 – *Projeto Paraíso do Norte*. Relatório Final. Belém, UFPA. Centro de Geociências. CVRD. 125p.
- Costa, J.B.S.; Lemos, R.L.; Martins, J.P.A.; Beltrão, J.F.; Góes, A.M.; Hasui, Y., 1984 – Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, v.14, n.1, p.3-11.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y., 1988 – Aspectos do Lineamento Transbrasiliiano na região de Porto Nacional – Natividade – Goiás. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 35, Belém-PA. *Anais*, 5: 2208-2212.
- Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Haralyi, N.L.E., 1988 – A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais*. Belém, SBG, v.5, p.2197-2207.
- Cunha, F.S.S., 1996 – *Análise Estrutural e Estatística de Lineamentos aplicada à pesquisa mineral: o caso de Porto Nacional (TO)*. Poto Alegre. PPGEM-Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado.
- Dardenne, M.A, 2000 - The Brasília fold belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. p. 231– 263. Coord.: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAS FILHO, A. Rio de Janeiro.
- DNPM, 1986 – Mapa Geológico do Estado de Goiás. Escala: 1:1.000.000
- Ferreira Filho, C.F., Lima, H.A.F, Dantas, E.L.N., Dauod, W.E.K. and Salomão, J.N., 2002 - The Layered Mafic-Ultramafic Complexes of the Tocantins State, Central Brazil: Recently Discovered Large Proterozoic Intrusions with Favorable Potential to Host EGP Deposits. 9th International Platinum Symposium, *Abstract with Program*, 21-25 July, Billings, Montana, p. 141-143.
- Ferreira Filho, C.F., Naldrett, A.J., Gorton, N.P., 1998 - REE and pyroxene compositional variation across the Niquelândia mafic and ultramafic layered intrusion, Brazil: Petrologic and

- metallo-genetic implications. *Trans. Instn. Min. Metall. (section B: Appl Earth Sci.)*, 107: B1-B22.
- Ferreira Lima, H.A., 2002 – Geologia e Petrologia dos Corpos VE-3 e Monte do Carmo – Porto Nacional, Tocantins. *Relatório de Estágio*, Verena Minerals Corporation.
- Fuck, R.A. 1994 - A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 4, Brasília, 1994. *Anais*. p. 184 – 187.
- Fuck, R.A., Jardim, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Pedrosa Soares, A.C., 1993 - Faixa de Dobramentos Marginais. In: DOMINGUES, J. M. L., MISI, A., 1993, O Cráton do São Francisco. Salvador. SBG/SGM/CNPQ., p. 161–185.
- Gorayeb, P.S.S., 1996 - *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO*. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Tese (Doutorado).
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2001 - Aspectos geológicos e geocronológicos do anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional, TO: In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y., 1981 – Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: Simp. de Geol. do Centro-Oeste, 1, Goiânia, SBG, *Atas*. Goiânia, p.1-18.
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y., 1982 – Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: Cong. Bras. de Geol., 32, Salvador, Bahia, *Anais*, v.1, p.374-385.
- Hasui, Y.; Bartorelli, A.; Mortari, D.; Ribeiro, A.C.O.; Jacomo, A.A.C.; 1987 – Considerações sobre a geologia da região entre Porto Nacional e Ipueiras, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, v.17, nº3, 295-301pp.
- Hasui, Y.; Costa, J.B.S., 1990 – O cinturão Araguaia: Um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.6,p. 2535-2549.
- Hasui, Y.; HARALY, N.L.E. 1985. A Mega Estruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 2., Goiânia, 1985. *Atas...* Goiânia, p.1-18.
- Macambira, E.M.B., Ferreira Filho, C.F., 2001 - Fracionamento Magmático dos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará: implicações geotectônicas e metalogenéticas, Geologia da Amazônia. In: 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- Mesquita, M.J.M., 1996 - *Controle estrutural e alteração hidrotermal nos depósitos de ouro da Província de Porto Nacional, TO*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Tese (Doutorado)
- Mikucki, E.J., Groves, D.I., Cassidy, K.F., 1990 - Walrock alteration in sub-anphibolite facies gold depositd. In: Ho, S.E.; Groves, D.I.; Bennett, J.M. (Eds.), *Gold deposits of the Archaen Yilgran block, Western Australia: nature, genesis and exploration guides*. The University of Western Australia, Publication No. 20, 1990, pg. 60-78.
- Moura, C.A.V., Souza, S.H.P., 1996 – Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 39, Salvador-BA. *Anais*, 3:31-34.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F. & Araujo, S.M., 2000 - The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc: In: *Tectonic Evolution of South America*,

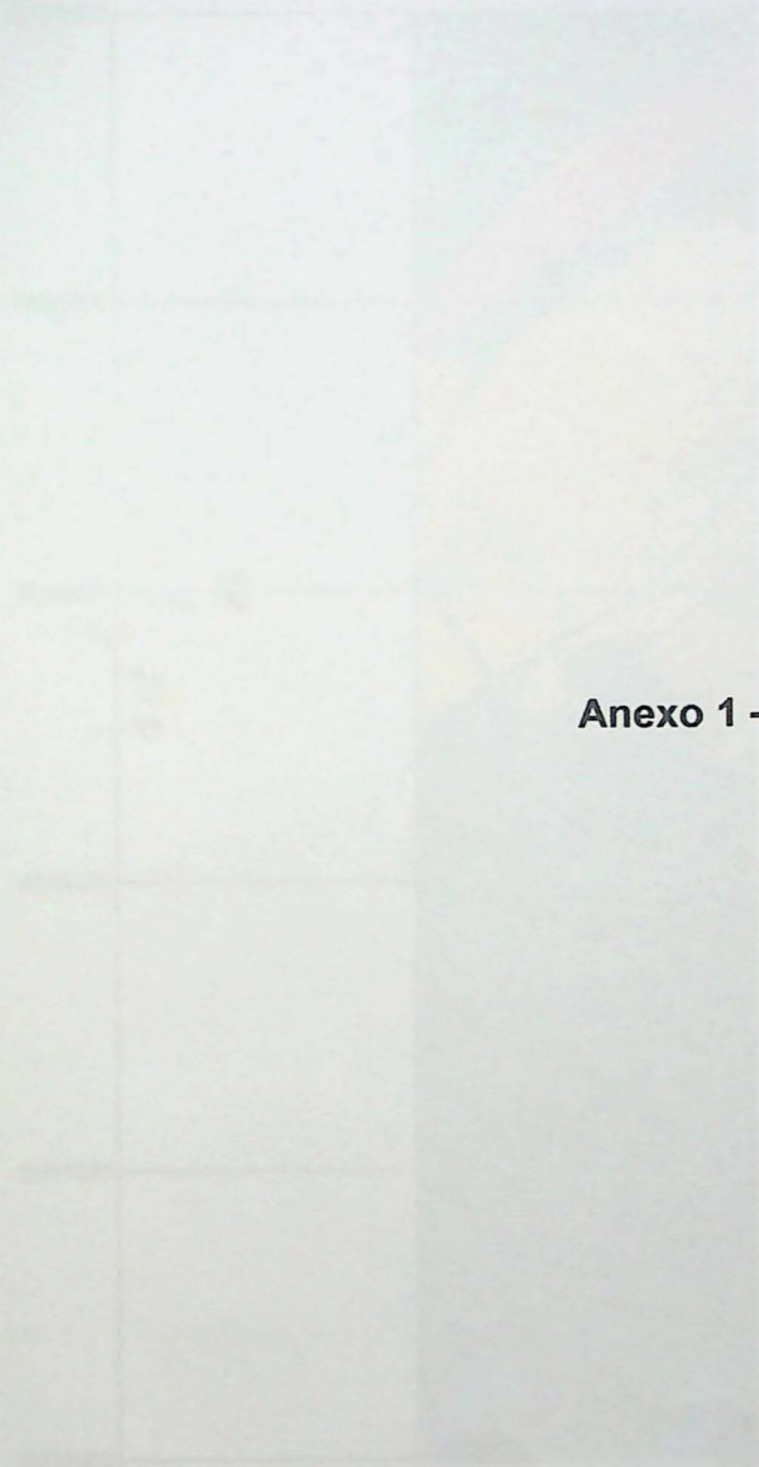
- Cordani, H.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (eds.), Rio de Janeiro, 31st *International Geological Congress*, p. 195-229.
- Rose, A.W., Burt D.M., 1979 – Hydrothermal alteration. In: Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd Edition, 173-235 pp. Wiley-Interscience, New York.
- Rumble, D. III, 1982 – The role of perfectly mobile components in metamorphism. In: *Annual Review Earth Planetary Science*, vol.10, p.21-223.
- Sawkins, F.J., 1990 – Metal deposits in relative to plate tectonics. In: *Minerals and Rocks* 2nd edition 17, 461pp. Springer-Verlog, Berlim.
- Schobbenhaus, C. & Almeida, D.C. 1984 - A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. - In: SCHOBENHAUS, C., ALMEIDA, D.C., DERZE, G.R. & ASMUS,H.E. (Eds.): *Geologia do Brasil*.- DNPM, Brasília, 9-56.
- Verena Minerals Corporation, 2001 – PLATINUM – PALLADIUM AND ASSOCIATES PROJECT, Tocantins Mafic-Ultramafic Layered Complex. Relatório de Prospecto.
- Wilson, A.H., 1982 – The geology of the Great Dyke, Zimbabwe: The ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 23: 240-292.
- Winkler, H.G.F., 1977 – Petrogênese das rochas metamórficas

ANEXOS

ANEXOS

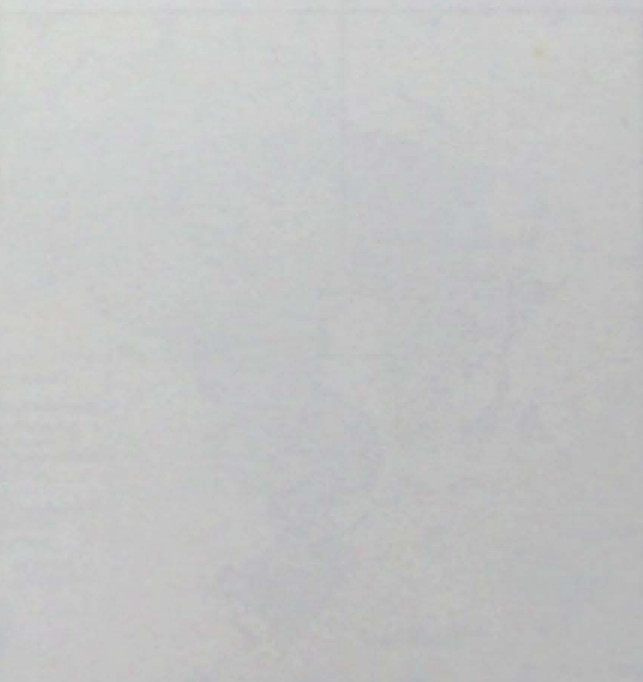
Mapa Cartográfico Temático

Temática de Uso do Solo



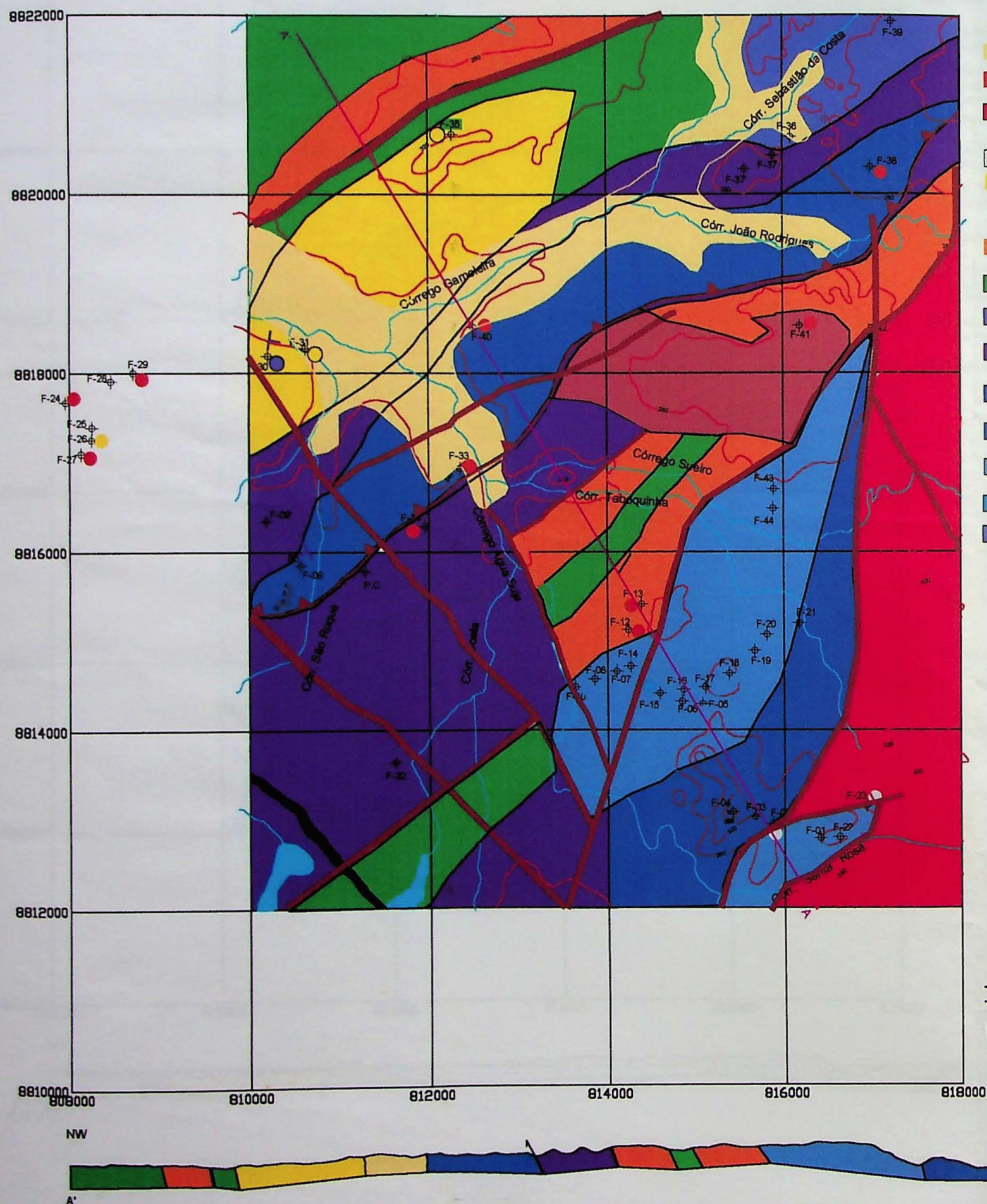
- Área Verde (Verde)
- Área Amarela (Amarelo)
- Área Laranja (Laranja)
- Área Vermelha (Vermelho)
- Área Azul (Azul)
- Área Cinza (Cinza)

Anexo 1 – Mapas



Mapa Geológico Integrado do Alvo VE 03-2004

Modificado de Verena 1998



Legenda

-  Aluvião
-  Laterita
-  Granito lúpeira, textura fanerítica grossa, cristais maiores de feldspato, presença de epidoto, cor verde e rosa, por vezes apresenta-se foliado
-  Milonito à ultramilonito
-  Quartzito a ortoquartzito de cor branca a avermelhado com textura inequigranular fina-média, intercalado com grafita filitos, filitos ferruginosos e vulcanicas básicas
-  Sequencia vulcano-sedimentar indiferenciada
-  Rochas vulcânicas básicas fortemente deformadas
-  Filito ferruginoso, de coloração roxa, com algumas lâminas de cor branca
-  Grafita xistos vulcânicos ácidos e xistos ferruginosos. Fortemente deformados
-  Complexo Máfico-Ultramáfico: gabros, clinopiroxênitos, olivina clinopiroxênitos, hornblenda clinopiroxênitos, hornblenditos
-  Ultramáfica cumulática, com cristais de até 2mm de clinopiroxênio
-  Gabro de textura inequigranular fina a grossa, com biotita e/ou hornblenda. Podem ocorrer dioritos associados
-  Quartzo diorito
-  Tonalito e granodioritos

Drenagem

Contato inferido

Falha de empurrão

Zona de cisalhamento

Rod

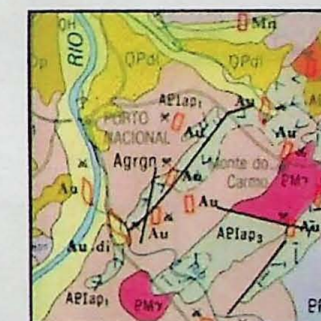
⊕ Pontos observados

 Log's de sondagem

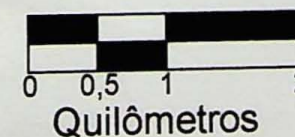
● Litología observada

Articulação da Folha

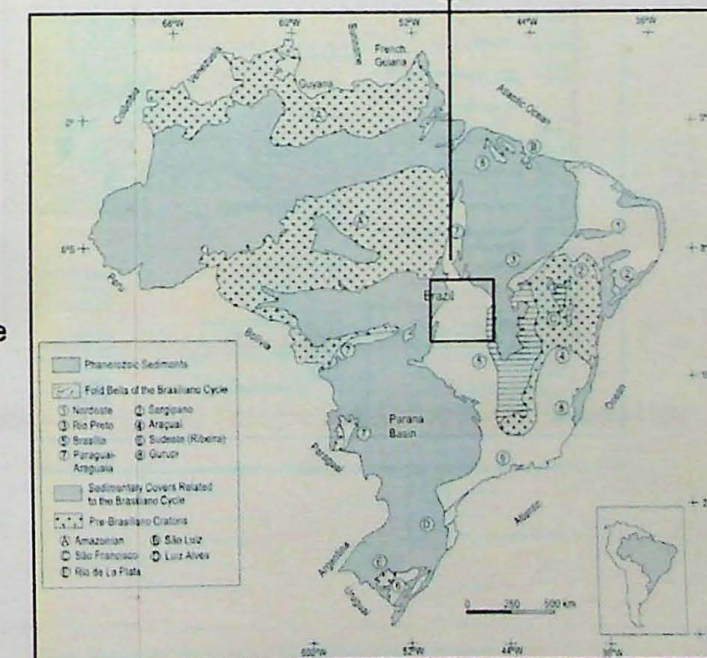
1710/1	1710/2
1710/3	1710/4



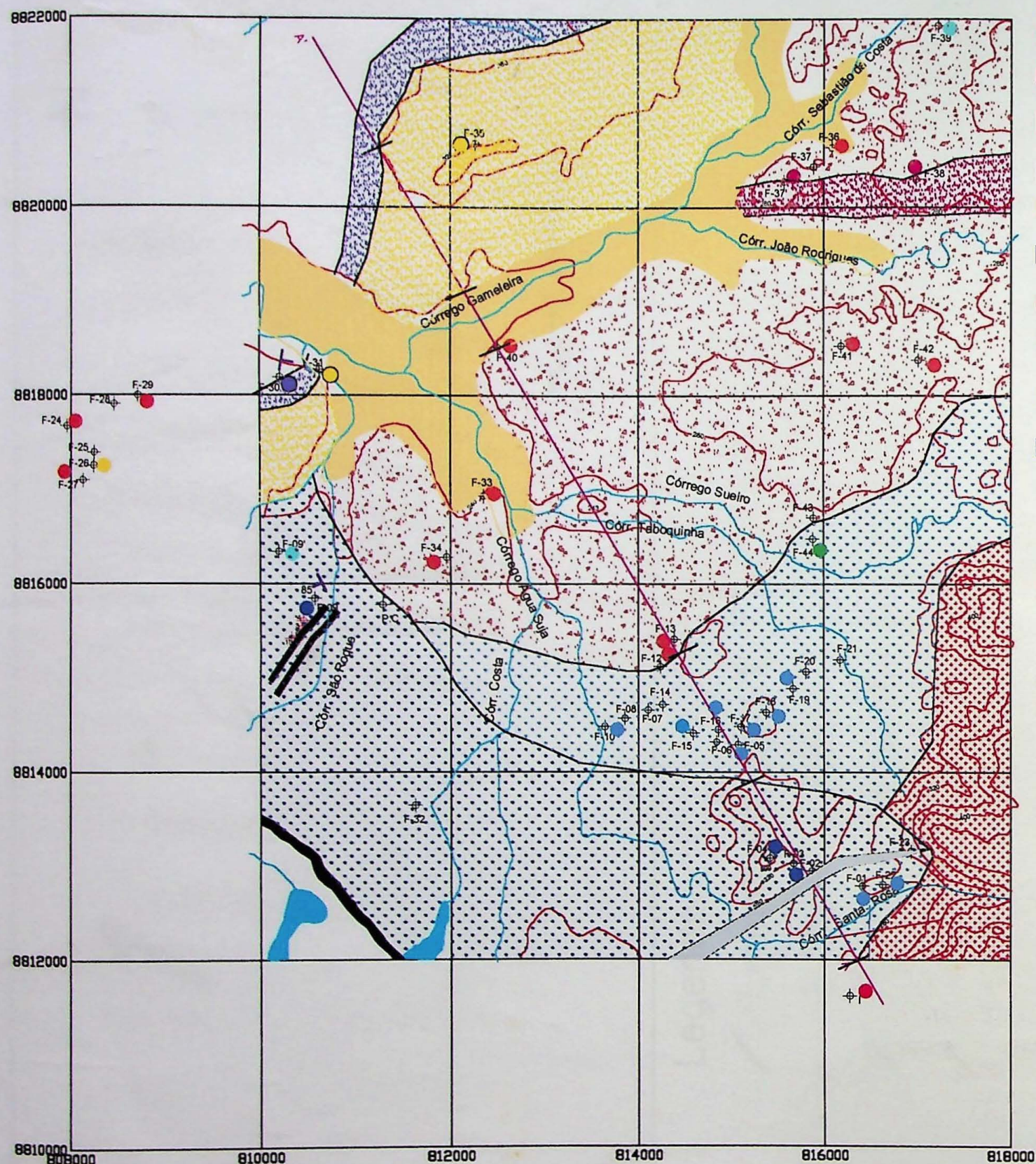
Escala Gráfica



-Base plani-altimétrica da Satplan Ltda - Serviços de
Topografia e Agrimensura Planalto Ltda
Folha Morro do Moleque

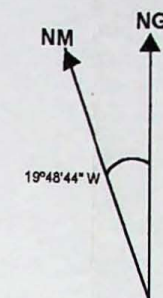


Mapa Geológico Preliminar do Alvo VE-03/2004



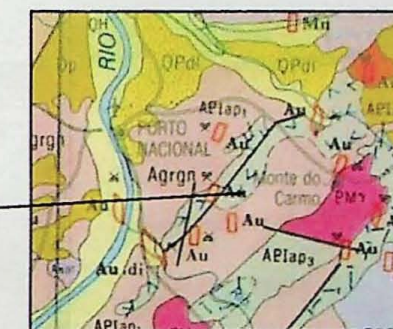
Legenda

- Aluvião
- Laterita
- Solo laterítico nodular de cor roxa, com hematita e fragmentos de quartzo
- Granito Ipueira cor verde e rosa, textura fanerítica grossa por vezes foliada. Presença de cristais maiores de feldspato e de epidoto
- Milonito à ultramilonito
- Quartzito à ortoquartzito de cor branca a avermelhada, textura inequigranular fina-média, estrutura granoblástica
- Filito ferruginoso de coloração roxa com lâminas brancas de até 1,5 mm intercaladas
- Diabásio com ripas de plagioclásio de até 2mm
- Rochas ultramáficas: conservam texturas cumulática com cristais de clinoproxênio atingindo até 2mm. Nos locais mais milonitizados contém intercalações de corpos de quartzo boudinados
- Gabro de textura inequigranular fina a grossa, com biotita e/ou hornblenda. Podem ocorrer quartzo-dioritos associados
- Quartzo diorito
- Drenagem
- Curva de nível
- Contatos tectônicos inferido
- Zona de cisalhamento
- Pontos observados
- Litologia observada
- Localização de sondagem
- Rodovia

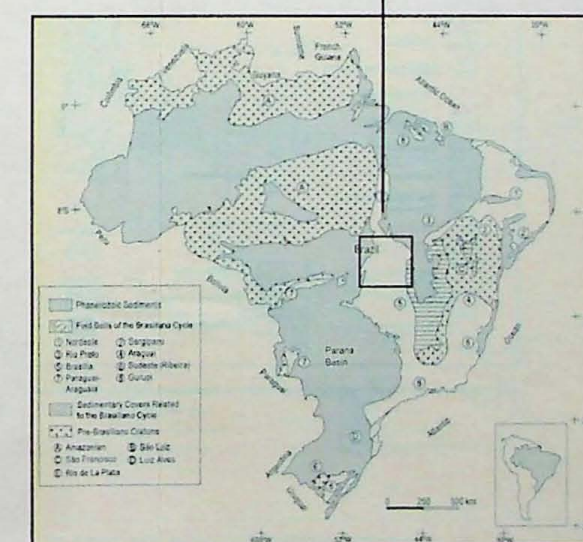
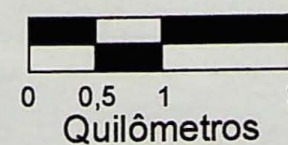


Articulação da Folha

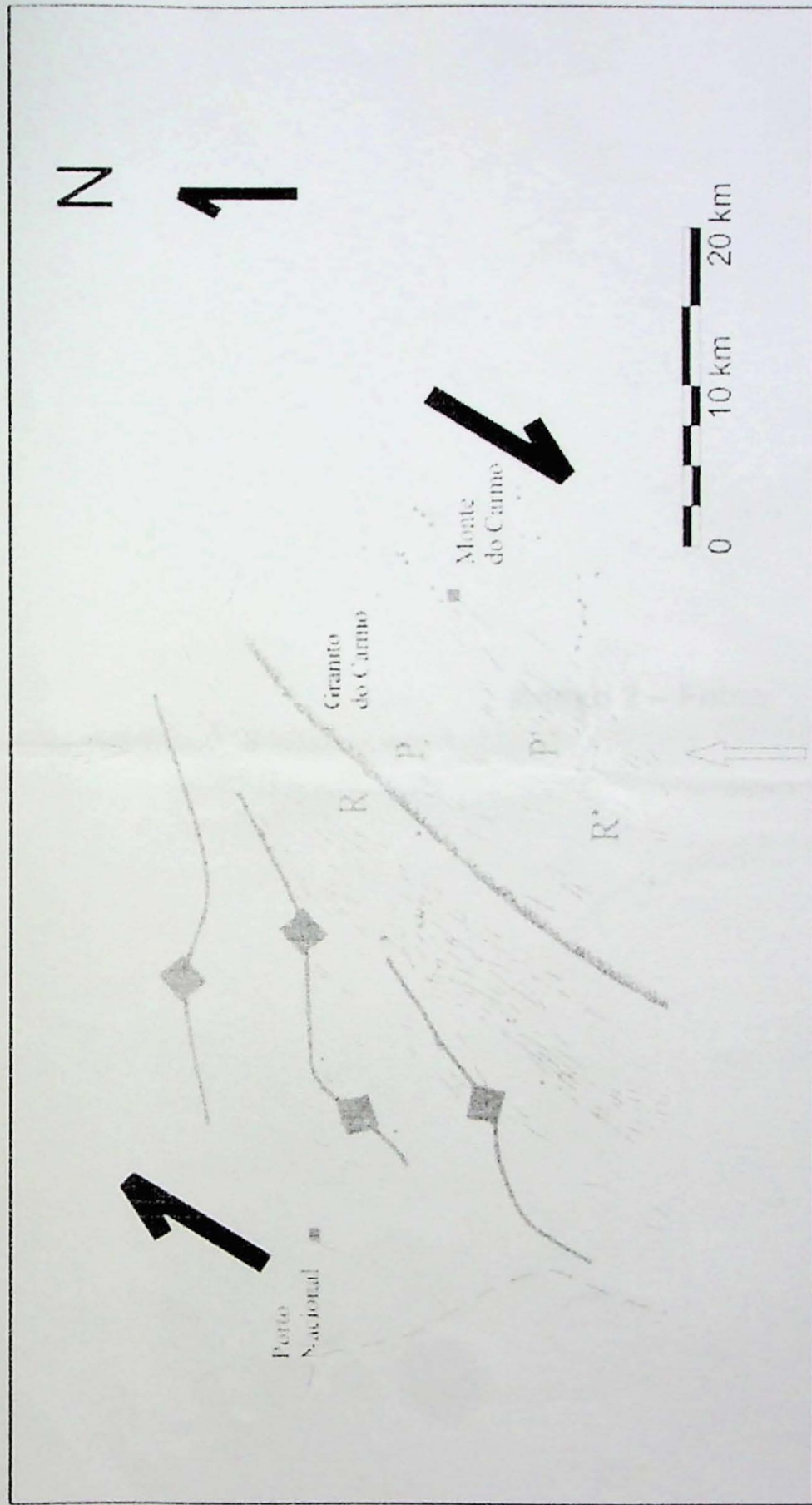
1710/1	1710/2
1710/3	1710/4



Escala Gráfica



-Base plani-altimétrica da Satplan Ltda - Serviços de Topografia e Agrimensura Planalto Ltda
Folha Morro do Moleque



Legenda:

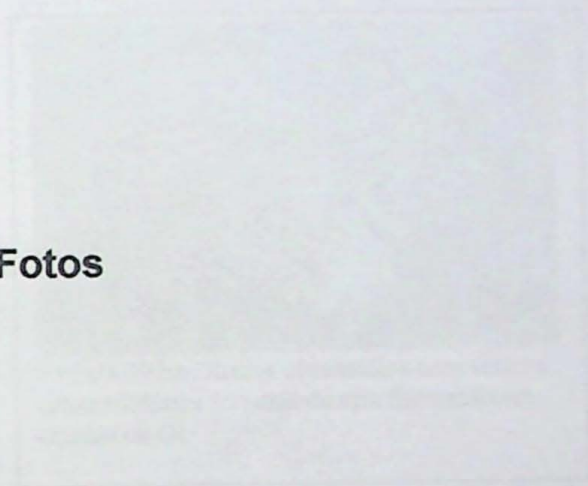
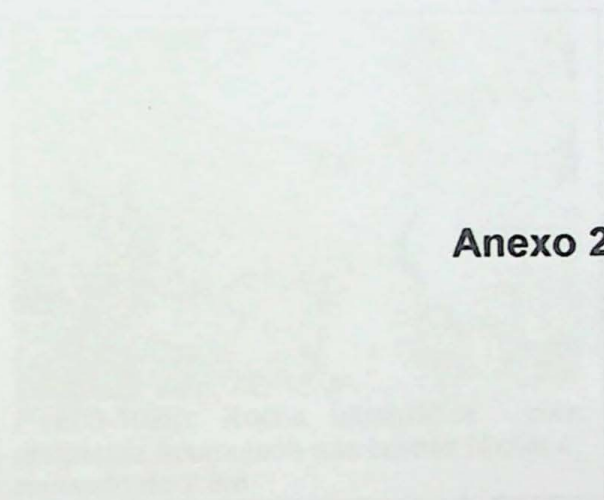
— Lineamento tipo 1

— Estruturas Riedel

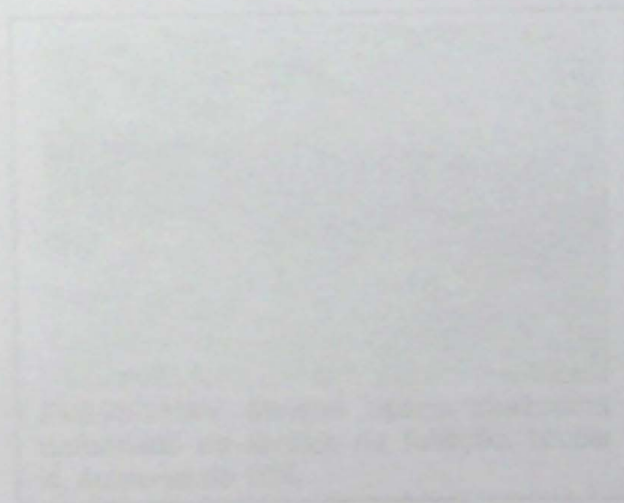
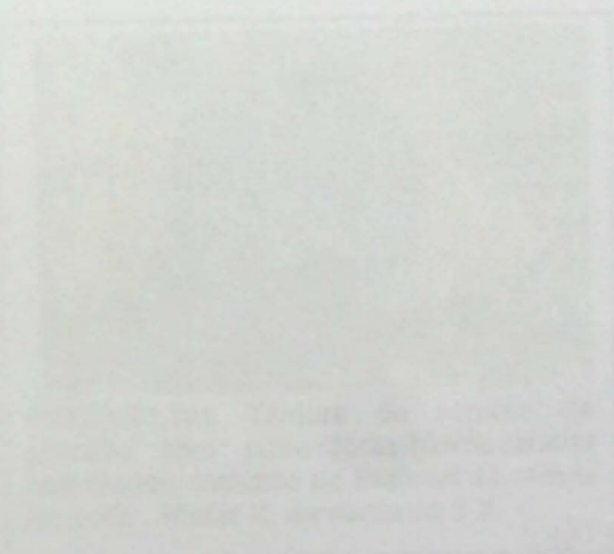
— Linha de forma estrutural estimada
a partir da disposição de lineamentos tipo 1

— Vetor de compressão

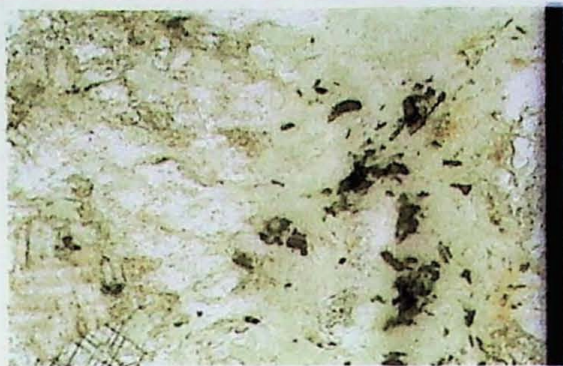
Fig.7.5-Mapa Estrutural
Fonte: Cunha (1996)



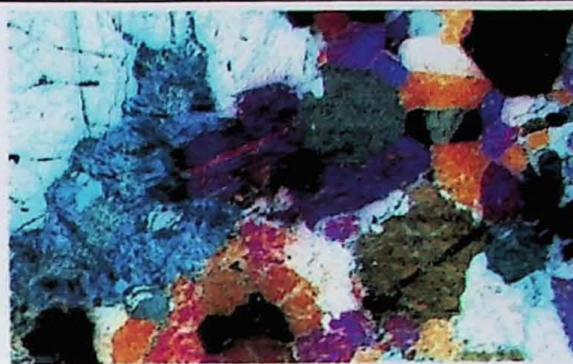
Anexo 2 – Fotos



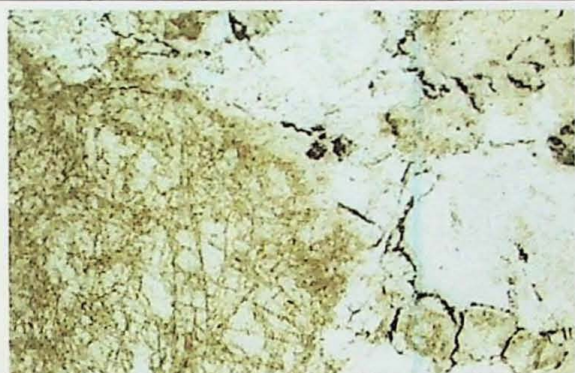
Fotos de Microscopia petrográfica dos furos FVE03 e FVE06



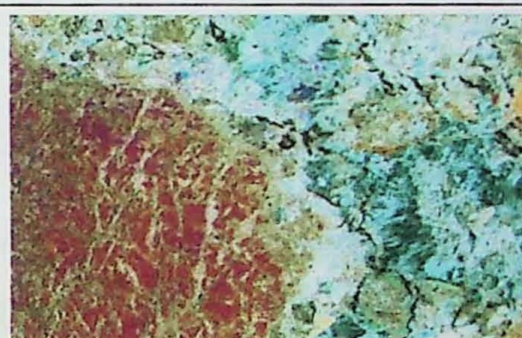
FVE03-52m: Vênulas de clorita com biotita nas bordas substituindo-a. Aglomerado de rutilo associado a clorita. Nicóis //, aumento de 10X.



FVE03-134m: Rocha ultramáfica com textura adcúmulus (contatos poligonizados entre cristais de cpx e olivina) Nicóis X, aumento de 2,5x.



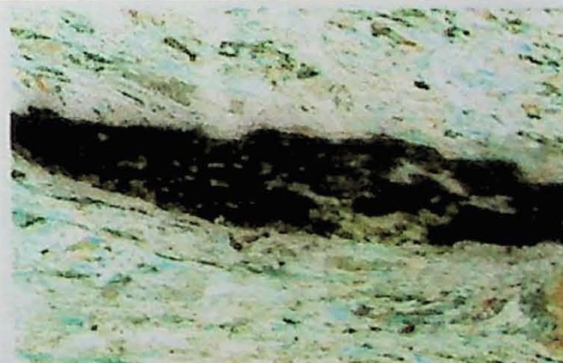
FVE03-102m: Rocha ultramáfica com magnetita acumulada nas bordas Nicóis //, aumento de 2.5m



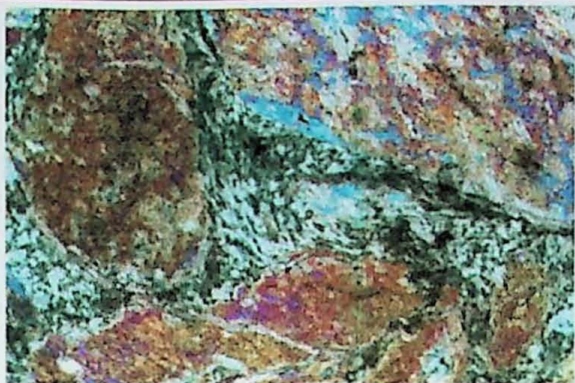
FVE03-102m: Rocha ultramáfica com textura ortocumulática (cristais de cpx flutuando em cristais de Ol



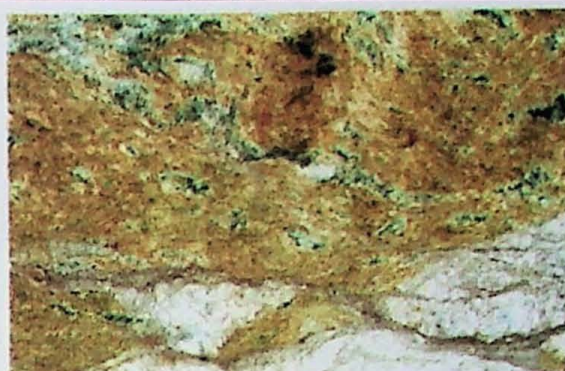
FVE03-71,8m: Textura de sombra de pressão com pirita-clorita-biotita-sericita associados. Inclusão de material da matriz na pirita . Nicóis X, aumento de 5 X



FVE03-110m: Mineral opaco totalmente deformado no sentido da foliação. Nicóis X, aumento de 10X.



FVE06-45,6: Pseudomorfo de actinolita, com clorita intersticial e epídoto. Nicóis X, aumento de 2,5x



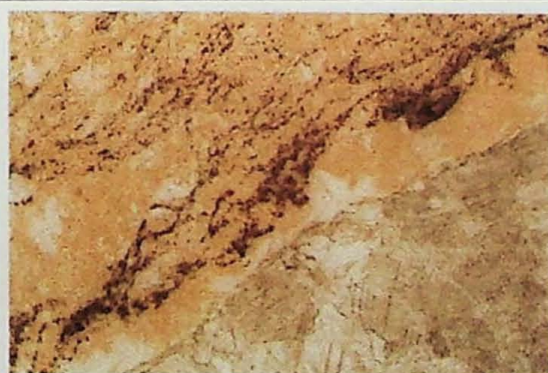
FVE06-45,6: Vênulas de biotita, com vênula clorítica subordinada e bolsões de calcita. Nicóis X, aumento de 10x



FVE06-64,5: Cristais do veio de quartzo aurífero com extinção de deformação rúptil. Nicóis X, aumento de 2,5x



FVE06-61,8: Siderita (carbonato + escuro)-ankerita (fina matriz)-calcita (vênulas + claras cortando). Nicóis X, aumento de 2,5x



FVE06-71: Vênula biotítica em contato com vênula de carbonato 2. Associado à biotita há bastante rutilo. Nicóis //, aumento de 2,5x



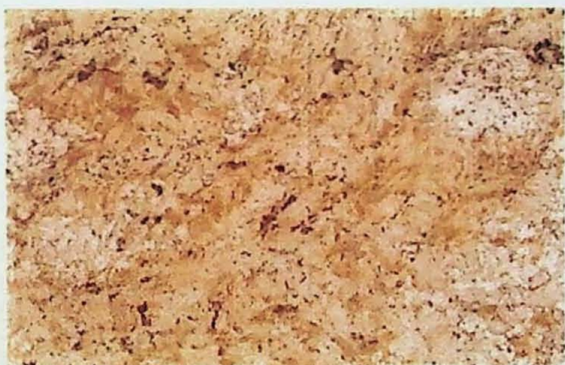
FVE06-71: Diabásio com minerais opacos, labradorita e pigeonita. Nicóis X, aumento de 5x



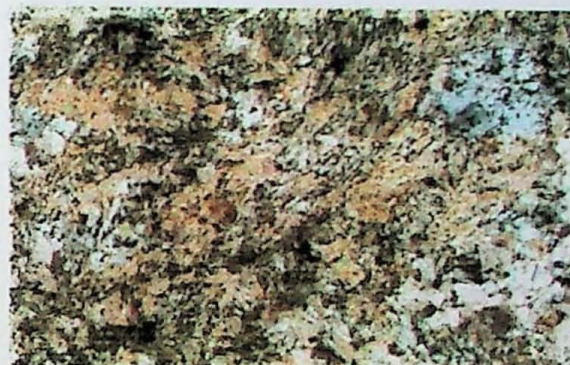
FVE06-87,6: Oligoclásio (centro)-carbonato-hornblenda. Nicóis //, aumento de 5.5x.



FVE06-87,6: Oligoclásio (centro)-carbonato-hornblenda. Nicóis X, aumento de 2.5x



FVE06-103: Foliação milonítica com clorita e biotita lepidoblásticas e porções quartzo-carbonáticas na forma de bolsões. Nicóis //, aumento de 5x



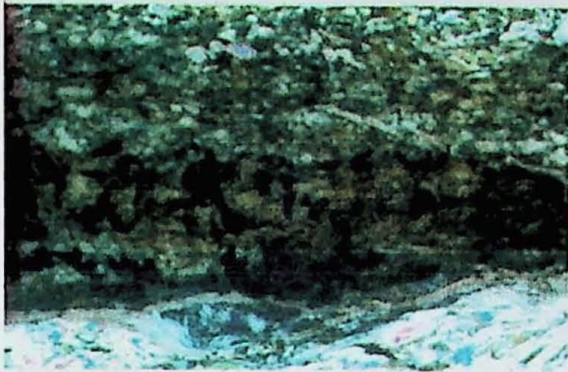
FVE06-103: Foliação milonítica com clorita e biotita lepidoblásticas e porções quartzo-carbonáticas na forma de bolsões. Nicóis X, aumento de 5x



FVE06-134: Vênula de biotita com aglomerado de quartzo moído e carbonato sem geminação . Nicóis X, aumento de 5x



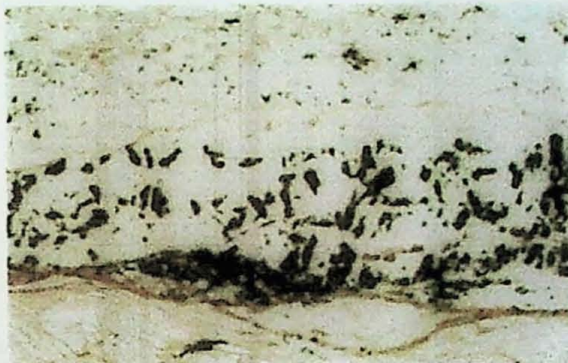
FVE03-60,2m: Dique de diabásio com cristais de feldspato K sendo substituídos por clorita e biotita. Nicóis X, aumento de 2.5x



FVE06-152: Vênulas de biotita e clorita intercaladas com sulfetos (py e cpy) associados. Nicóis X, aumento de 5X



FVE06-152: Vênula de clorita com titanita na forma de sigmóide, forma pares S/C com a clorita. Nicóis //, aumento de 5X



FVE06-152: Vênulas de biotita e clorita intercaladas com sulfetos (py e cpy) associados. Nicóis //, aumento de 5X



FVE06-155a: Textura adcumulática de cpx e ol. Nicóis X, aumento de 2,5X



FVE06-173m: substituição parcial de hornblenda por tremolita ± clorita ± biotita, onde a tremolita cresce como continuidade física dos cristais de hornblenda. Nicóis //, aumento de 5X



FVE06-173m: substituição parcial de hornblenda por tremolita ± clorita ± biotita, onde a tremolita cresce como continuidade física dos cristais de hornblenda. Nicóis X, aumento de 5X

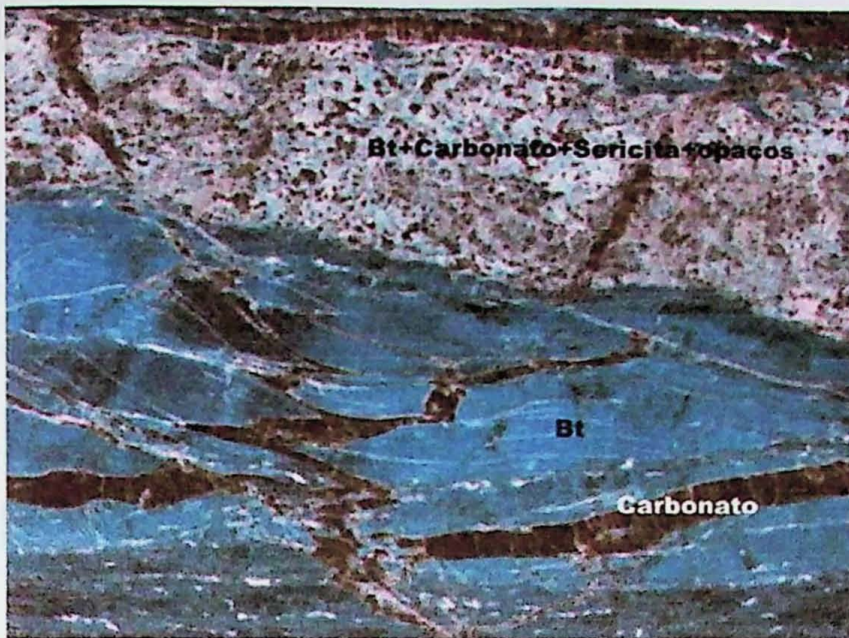


Foto 1-FVE03-60m: Duas fases carbonáticas; biotita dobrada. Nicóis cruzados, objetiva: 5x



Foto 2a-Seção delgada da amostra FVE03-71,8m

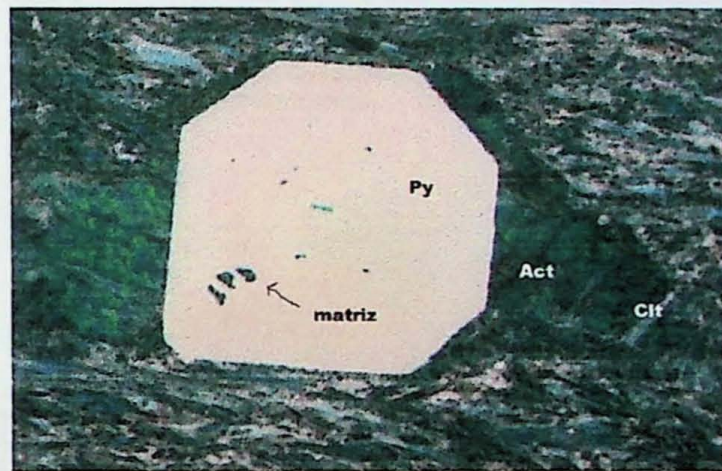


Foto 2b-FVE03-71,8m:Pirita com textura de sombra de pressão. Nicóis cruzados, objetiva: 10x

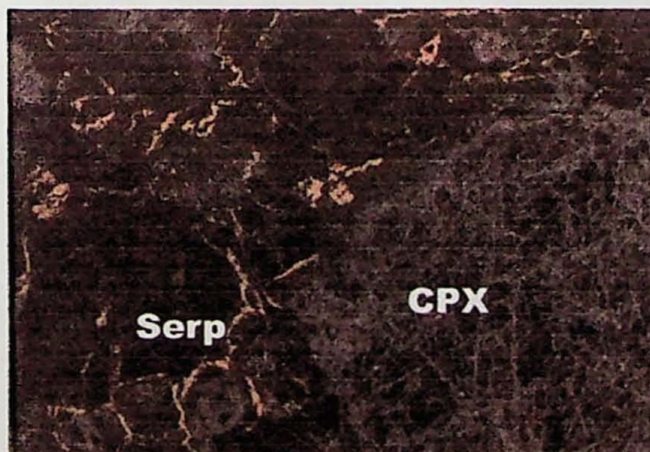


Foto 3a-FVE03-102m:Textura Reliquiar .Nicóis paralelos, objetiva: 2,5x

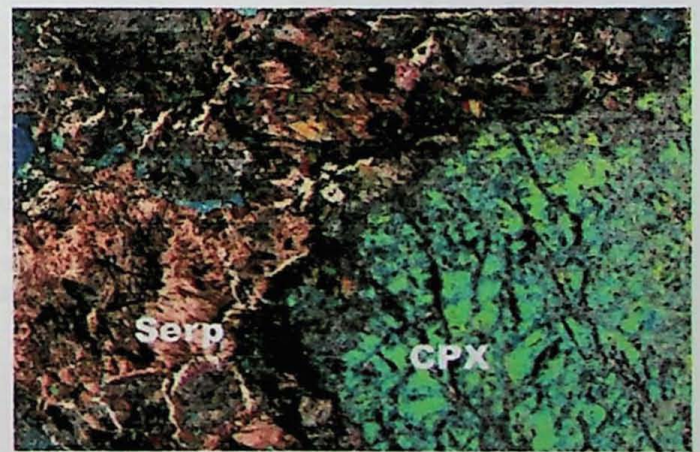


Foto 3b-FVE03-102m:Textura Reliquiar. Nicóis cruzados, objetiva: 2,5x

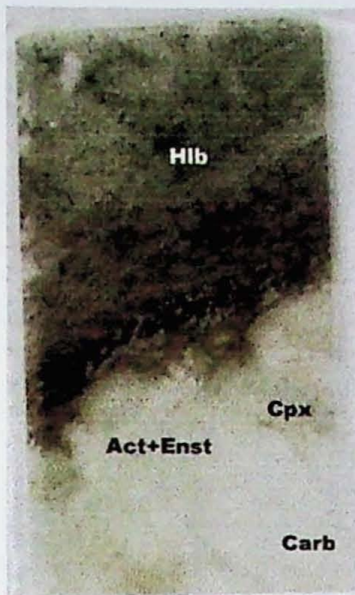


Foto 4-

FVE03-157m: 1-clinopiroxênio, enstatita e actinolita mais próximo a (2). Assembléia predominate por carbonato granoblástico
2-Transição: vênula de carbonato em contato com uma porção amorfa marrom
3-matriz muito fina com porfiroblastos de hornblenda. Seção delgada



Foto 5-FVE03-180m1-olivina e clinopiroxênio com contatos poligonais entre eles.
2-actinolita de até 0,3mm, com carbonato subordinado.
3-hornblenda, actinolita, e vênulas de talco. A biotita está deformada associada à hornblenda.



Foto 6-FVE06-71m: 1-matriz predominantemente biotítica fina, alguns cristais de feldspato, cristais de titanita idiomórfica fina.
2-predominantemente carbonática, com clorita no contato com a porção mais máfica. Cristais de quartzo ocorrem subordinados. Seção delgada

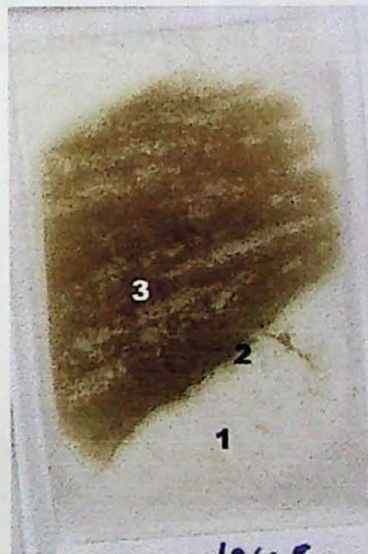


Foto 7-FVE06-134,5m: 1-granolepidoblástica com carbonato, clorita, clinozoisita e quartzo
2-transição: cristais de carbonato maiores que 0,5 mm
3-lepidoblástica com biotita, clorita, quartzo e feldspato cataclásticos em forma de lentes. Seção delgada



Foto 8-FVE06-146,7m: 1- biotita associada a agregados de carbonato granoblástico, estes, também ocorrem como pseudomorfos, com textura coronítica. Porção amorfa verde, zoisita e epídoto como traço
2-transição: epídoto e alguns cristais de biotita+hornblenda
3-actinolita e carbonato com cristais de minerais opacos intersticial. Seção delgada

Perfil entre os log's de sondagem FVE03 e FVE06

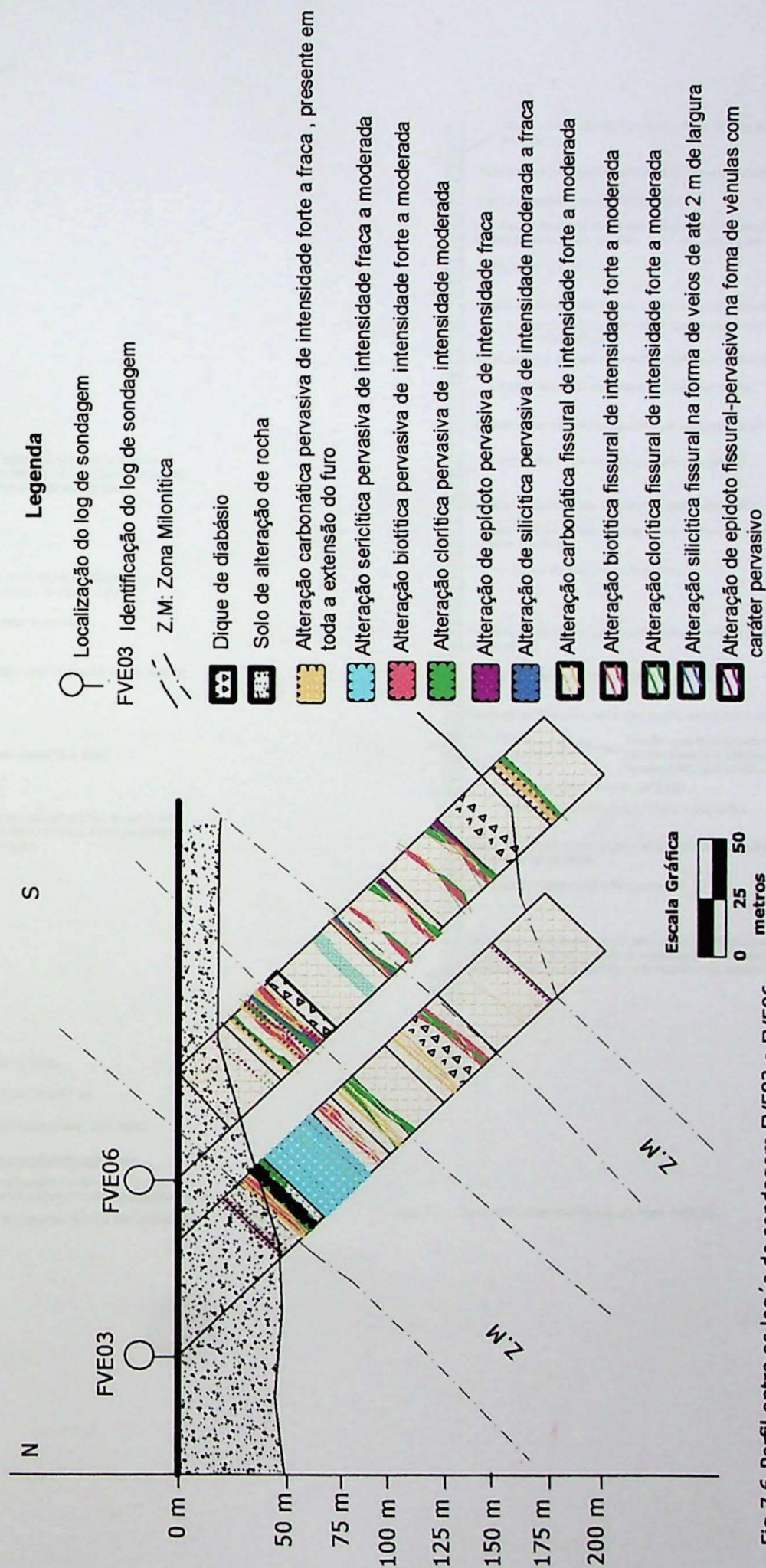


Fig.7.6-Perfil entre os log's de sondagem FVE03 e FVE06

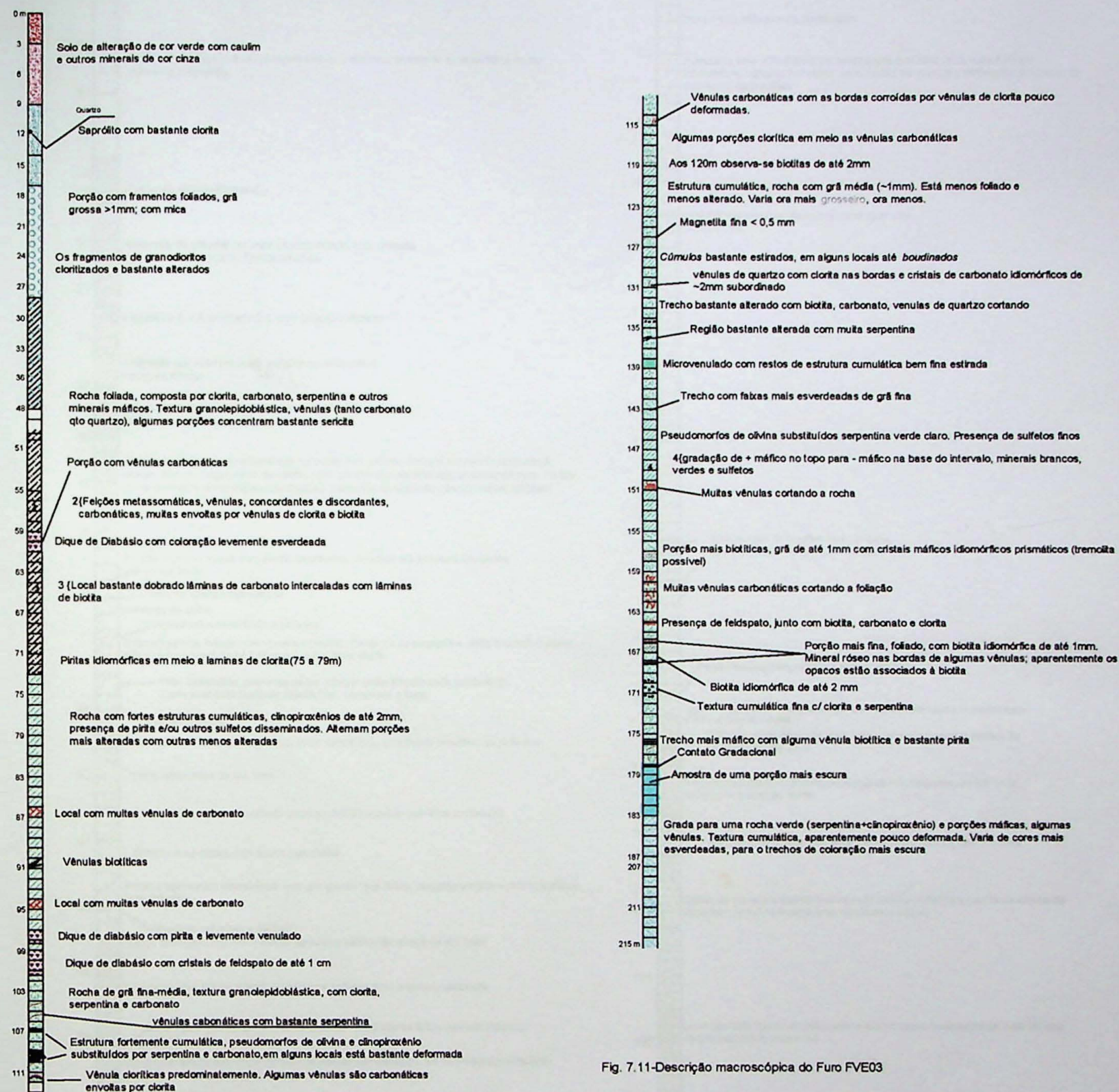


Fig. 7.11-Descrição macroscópica do Furo FVE03

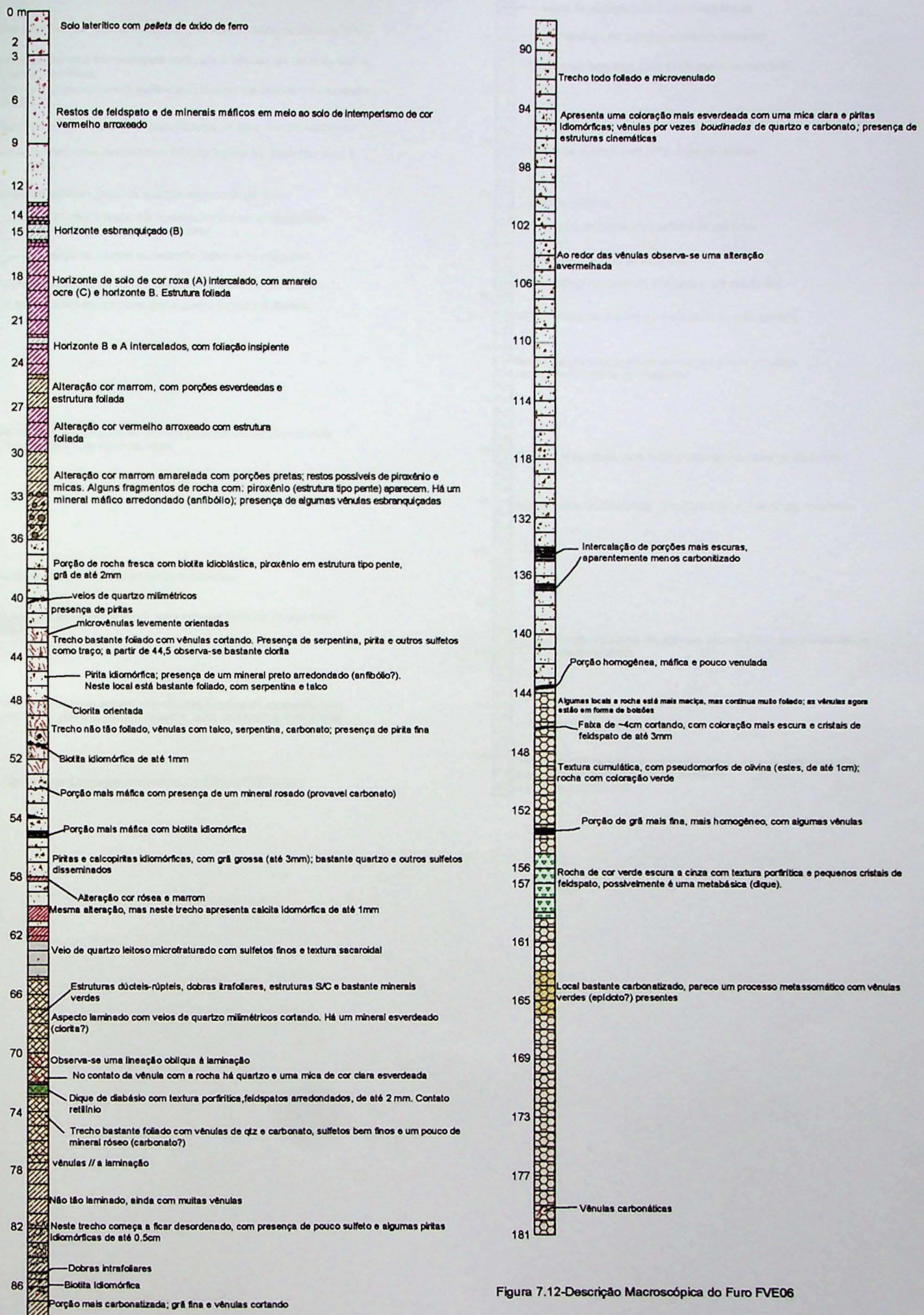


Figura 7.12-Descrição Macroscópica do Furo FVE06

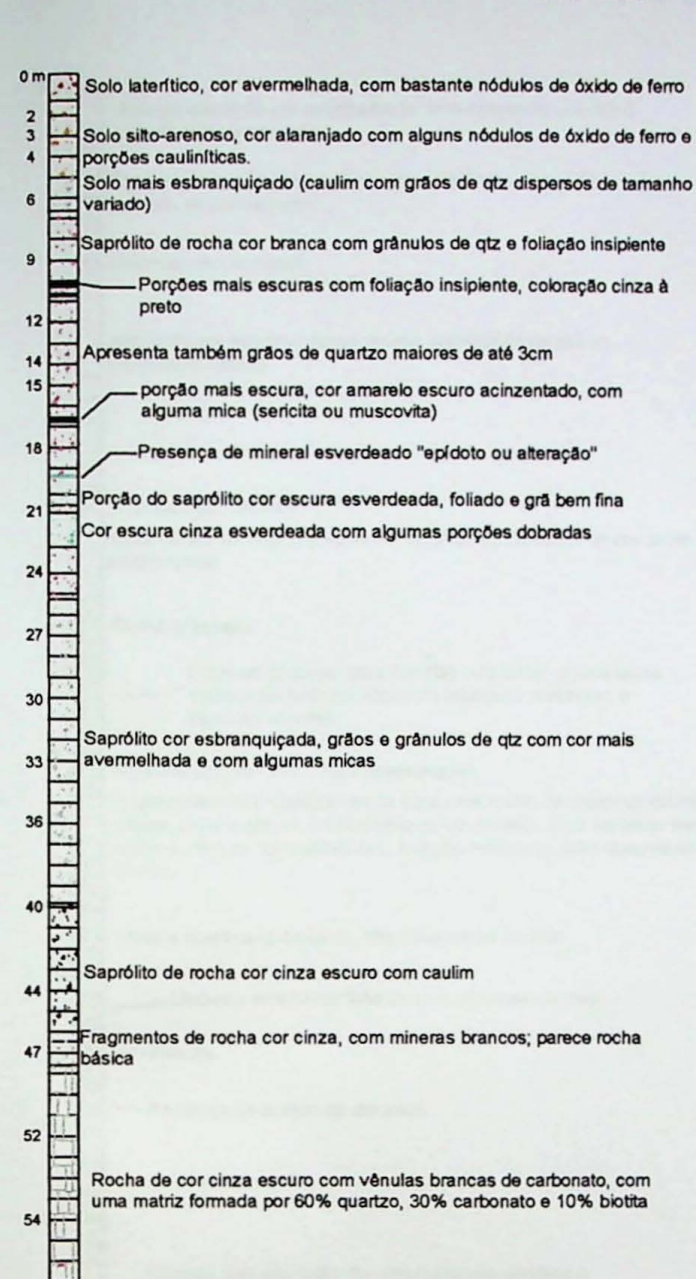
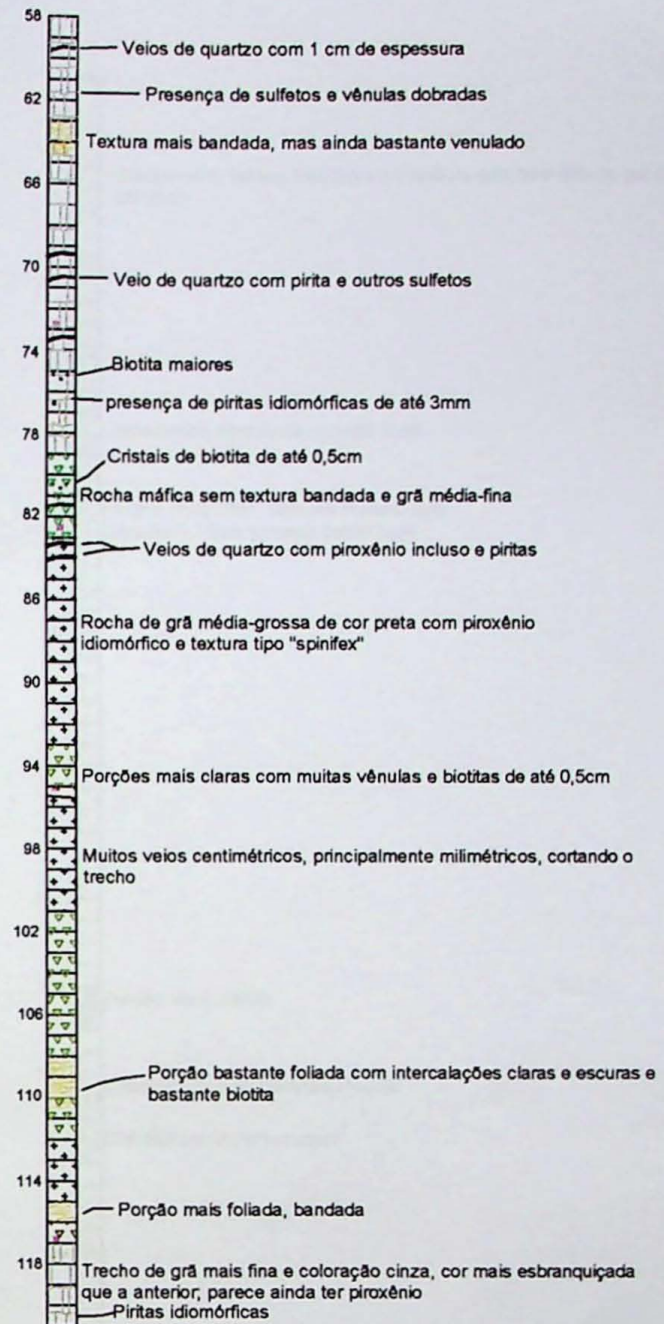


Figura 7.13- Descrição Macroscópica do furo FVE-10C01



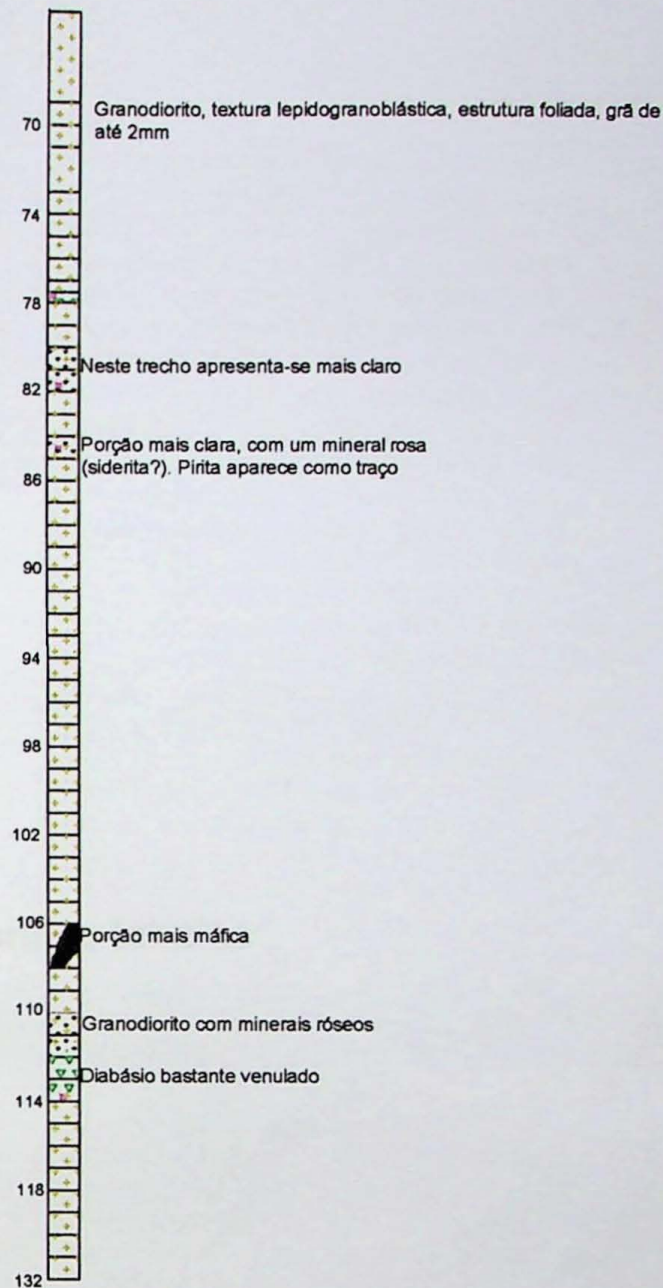
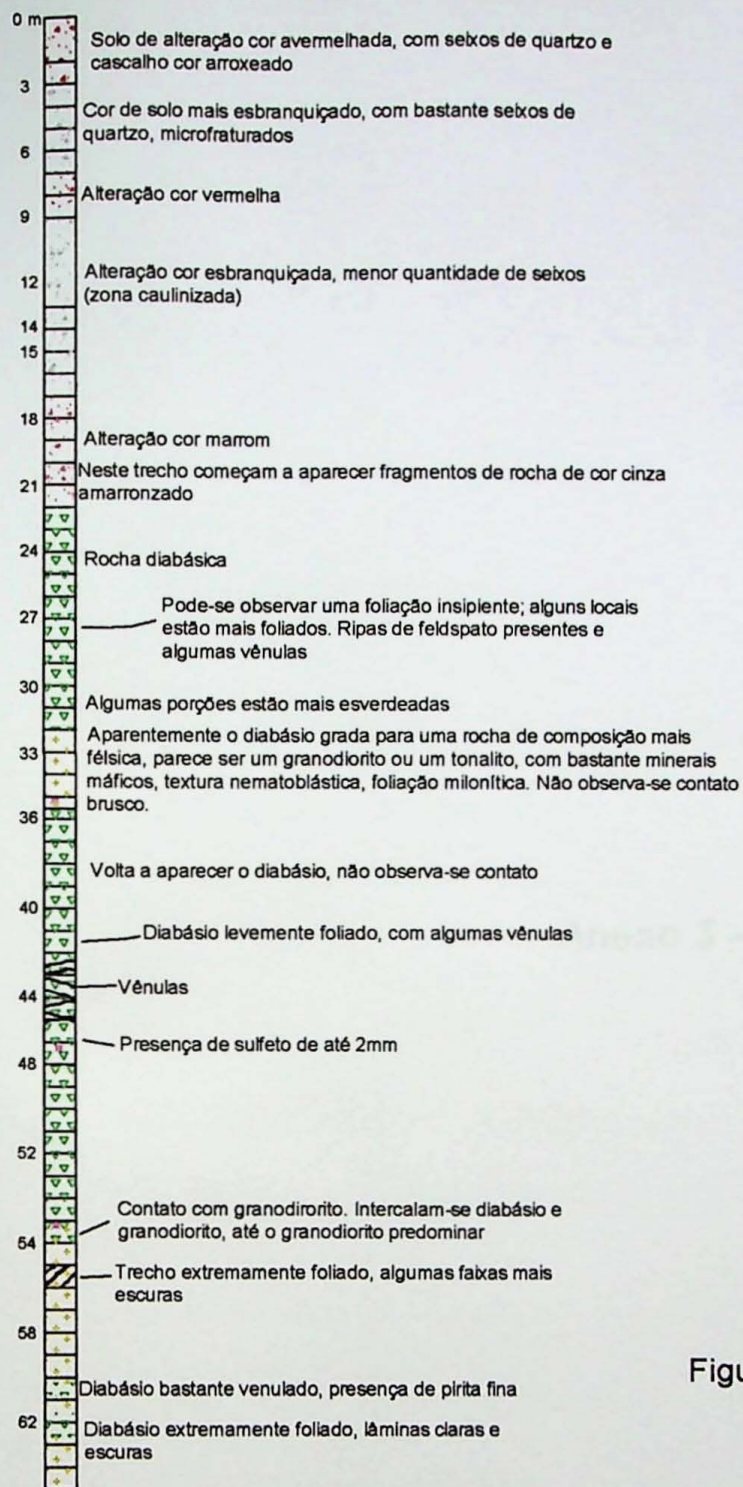


Figura 7.14-Descrição macroscópica do furo FVE04

Tabela 5 Descrição Petrográfica preliminar

Furo	Prof(m)	Textura	Estrutura	Granulação	Veio	Vênulas	Contato entre cristais	Assembléia Mineral	Denominação	Feições texturais e associações minerais adicionais
FVE03	52	granolepidonematoblástica	protocataclástica	Fina-média		Clorita, carbonato, quartzo	Poligonais a irregular	Siderita, ankerita, quartzo, clorita, titanita, biotita	Biotita clorita filonito	Matriz carbonática, composta por siderita e ankerita, clorita e biotita (1%), esta em contato com quartzo. A titanita é xenomórfica, e está presente em veios cloríticos. Os cristais de quartzo (5%) de ~0,1 mm, tem contato lobado com cristais de clorita.
FVE03	60	lepidogranoblástica	laminada	Fina-média	veios de carbonato concordante e discordantes		irregular	Biotita, carbonato, sericita, opacos, quartzo e porção amorfa marrom	Biotita filonito	Os minerais opacos são menores que 0,1 mm e estão associados às lâminas de biotita. Alguns cristais de quartzo de até 1mm, tem as bordas corroídas. Lâminas de biotita intercaladas com lâminas carbonáticas e uma faixa amorfa marrom. Os veios carbonáticos tem duas gerações de colocação (Foto 1)
FVE03	60,2	Inequigranular	Porfirítica	Fina-média			Matriz mais fina com ripas de feldspato alcalino	Matriz: clorita, feldspato, biotita, epidoto, maçaroca marrom	Diabásio	Cristais de feldspato são substituídos por clorita mais biotita, estes cristais são euédricos e maiores (0,3mm) que a matriz, com geminação do tipo Carlsbad. Cristais de epidoto ocorrem como traço na matriz.
FVE03	71,8	Lepidogranoblástica, sombra de pressão	Foliada, porfiroblástica	Fina-média	carbonato	Clorita	Irregular	Clorita, carbonato, actinolita, pirita,	Actinolita clorita	Porfiroblastos de opacos. Pirita com textura de sombra de pressão, preenchida por actinolita (Foto 2a e b) Observa-se inclusão da matriz na pirita. Duas direções de orientação da clorita são observadas. A matriz é formada por clorita, carbonato e actinolita, tem grã < 0,1mm.
FVE03	85,3	Lepigranoblástica, coronítica	Foliada	Média-grossa	Carbonato	Carbonato, talco, opacos	Alguns cristais de forsterita apresentam bordas serrilhadas	Clorita, actinolita, carbonato, enstatita, talco, opacos, enstatita, forsterita,	Actinolita clorita filonito	Vênulas de carbonato cortam cristais tardios de actinolita. O talco ocorre associado ao carbonato, normalmente acompanhando as vênulas. Os cristais de forsterita tem textura coronítica formada por carbonato.
FVE03	90,3	lepidogranoblástica	Protomilonito	Média-grossa		Carbonato	Irregular	Biotita, clorita, carbonato, actinolita, clinoenstatita, enstatita, forsterita e serpentina	Biotita clorita filonito	Cristais de enstatita quase totalmente substituído por carbonato, clorita e actinolita. Presença de traços de epidoto.
FVE03	90,5	lepidogranoblástica	Heterogênea	Média-fina	Carbonáticos	Quartzo	Poligonais a reto	Biotita, carbonato, feldspato potássico, clorita, quartzo, apatita	Feldspato biotita filonito	Biotita é o mineral predominante na assembléia mineral. Quartzo ocorre apenas como vênulas. A apatita é idiomórfica e está em contato com a biotita. Há cristais de clorita (de ~0,05mm) associada aos veios de quartzo
FVE03	102	Reliquiar ígnea, lepidoblástica	Protocataclástica	Média		Carbonática	Irregular	Carbonato, clorita, actinolita, clinopiroxênio serpentina, opacos	Actinolita clorita milonito	Texturas reliquias ígneas cumuláticas (Foto 3a e b). Carbonato é intersticial. Os cristais de opacos acompanham as bordas dos pseudomorfos. Restos de olivina, a maioria já serpentinizada.
FVE03	110	Nematolepidoblástica	Milonítica	Fina	Clorita, carbonato		Poligonais	Carbonato, clorita, actinolita, opacos	Clorita actinolita filonito	Carbonato predominante, associado há quartzo moído recristalizado. Os opacos parecem estar associados a presença de clorita e actinolita
FVE03	115	Lepidoblástica	Bandada	Média-	Clorita	Clorita	Clinoenstatita borda	Clorita, actinolita,	Clorita actinolita filonito	Actinolita são cristais de até 1 mm. A

Furo	Prof(m)	Textura	Estrutura	Granulação	Veio	Vênulas	Contato entre cristais	Assembléia Mineral	Denominação	Feições texturais e associações minerais adicionais
				grossa			irregular. Titanita contato reto	clinoenstatita, titanita, carbonato, apatita, quartzo		titanita é subidiomórfica e está paralela às vênulas cloríticas., a apatita é idiomórfica. O carbonato normalmente está associado a actinolita e/ou substituindo clinoenstatita. O quartzo é subordinado.
FVE03	127,5	Nematoblástica	Protocataclástica	Fina		Carbonato, clorita	Irregulares	Carbonato, clorita, actinolita, clinopiroxênio, opacos	Clorita actinolita protocataclasito	A matriz tem carbonato, clorita, outro mineral bem fino (sericita?) e opacos. A actinolita está orientada. Os opacos ocupam o interior de cristais de clinopiroxênio. Muitos opacos são cúbicos idiomórficos.
FVE03	134	Granoblástica	Granoblástica	Grossa			Poligonal, hornblenda às vezes com bordas corroídas	Clinopiroxênio, hornblenda, enstatita, serpentina, actinolita, talco e apatita	Hornblenda clinopiroxênio	Clinopiroxênio normalmente está arredondado e tem cor castanha. A hornblenda são cristais de até 2mm (megacristais), algumas de suas bordas estão corroídas. Porções bastante serpentinizadas.
FVE03	157	Granoblástica, cataclástica	Heterogênea	Média-grossa		Carbonato	Irregular	Foto 4	hornblenda cataclasito	Foto 4 -explicativa 1-clinopiroxênio, enstatita e actinolita mais próximo a (2). Assembléia predominate por carbonato granoblástico 2-Transição: vênula de carbonato em contato com uma porção amorfa marrom 3-matriz muito fina com porfiroblastos de hornblenda.
FVE03	165,4	Lepidogranoblastica	cataclástica	Média-fina			Irregulares, poligonais localizados	Biotita, clorita, carbonato, titanita, opacos, epidoto, feldspato	Biotita clorita filonito	<1%de cristais de feldspato
FVE03	166	granoblástica	Bandada, cataclástica	Fina-média			Poligonais, irregulares	Carbonato, clorita, biotita, feldspato,	Carbonato clorita filonito	Quartzo e restos de feldspato cataclásticos na forma de lentes. Biotita dobrada junto com faixas cloríticas.
FVE03	174,5	granoblástica	Granoblástica	Média-grossa	Carbonato	Carbonato	Contato serrilhado da tremolita	Carbonato, tremolita, biotita, enstatita, epidoto	tremolita biotita xisto	Carbonato intersticial, substituindo a enstatita. Alguns cristais de epidoto estão sobrepostos à cristais de enstatita. Relíquia de cristais de biotita, esta também ocorre como inclusão em carbonatos.
FVE03	180	Reliquiar cumulática	Heterogênea	Média-grossa		Carbonática, talco	Poligonal, em alguns locais irregular	Foto 5	Hornblenda werhlito	Foto 5-explicativa 1-olivina e clinopiroxênio com contatos poligonais entre eles. 2-actinolita de até 0,3mm, com carbonato subordinado. 3-hornblenda, actinolita, e vênulas de talco. A biotita está deformada associada à hornblenda.
FVE06	45,6	lepidoblástica	heterogênea	Média-fina		Clorita	Bordas serrilhadas dos cristais de clinopiroxênio	Actinolita, hornblenda, clorita, clinopiroxênio, titanita, epidoto, clinozoisita	Hornblenda clorita xisto	Hornblenda epidotizada. Clorita ocorre intersticial e cristais de titanita estão subordinados aos planos de foliação da clorita.
FVE06	54,5	lepidogranoblástica	Laminada	Fina-média	Clorita, carbonato	Carbonato	Reto a irregular	Carbonato, clorita, epidoto, titanita, sericita	Titanita sericita clorita xisto	O epidoto é idiomórfico, assim como a titanita. Alguns veios de clorita estão boudinados. A clorita também ocorre disseminada na matriz. Há uma porção de coloração verde e amorfa (clorita?).
FVE06	57,5	Granolepidoblastica	Heterogênea	Média	Clorita		Opacos com contatos	Carbonato, clorita,	Biotita actinolita clorita	Biotita de até 0,3 mm. Feldspato reliquiar,

Furo	Prof(m)	Textura	Estrutura	Granulação	Veio	Vênulas	Contato entre cristais	Assembléia Mineral	Denominação	Feições texturais e associações minerais adicionais
							retos, feldspato com bordas cominuídas	actinolita, opacos, biotita, feldspato alcalino, epidoto	xisto	com restos de geminação de microclínio, epidotizado. O epidoto é prismático bem fino, ocorre associado ao veio clorítico. O carbonato está disseminado e os cristais opacos, alguns idiomórficos, estão associados a clorita.
FVE06	61,8	Granoblástica	Laminada	Fina-média	Carbonato	Carbonato	Quartzo em grã maior (até 1,2mm), com contato reto, por vezes contato serrilhado com carbonato	Carbonato, biotita, quartzo, opacos, epidoto		Carbonato ocorre de duas formas: como veios e substituindo os pseudomorfos com forte clivagem em 90° preservada. A biotita é reliquiar e opacos estão associados. O epidoto, bem fino, está associado a biotita e carbonato.
FVE06	64,5	Granoblástica	Maciça	Grossa		Quartzo recristalizado	Serrilhado, tipo tabuleiro de xadrez	Quartzo		Extinção tipo tabuleiro de xadrez e ondulante.
FVE06	71	Granolepidoblástica	Heterogênea	Fina-média			Biotita intersticial	Foto 6		Foto 6-explicativa 1-matriz predominantemente biotítica fina, alguns cristais de feldspato, cristais de titanita idiomórfica fina. 2-predominantemente carbonática, com clorita no contato com a porção mais máfica. Cristais de quartzo ocorrem subordinados.
FVE06	72,1	Inequigranular	Homogêneo	Fina-média				Matriz: carbonato, mica branca, opacos. Ripas de feldspato alcalino, restos de oxihornblenda	Diabásio	Carbonato substituindo associações minerais ígneas.
FVE06	87,6	Nematoblástica	Heterogênea	Grossa			Irregular	Hornblenda, actinolita clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, clorita	Plagioclásio Clinopiroxênio hornblendito	Presença de uma faixa fina com actinolita nematoblástica. Quartzo recristalizado
FVE06	94,5	Granoblástica, reliquiar de pseudomorfo	foliada	Fina-média	Carbonato			Carbonato, biotita, actinolita, epidoto	Biotita actinolito filonito	Carbonato substitui pseudomorfos. A biotita forma uma matriz junto com a actinolita, epidoto ocorre subordinado bem fino.
FVE06	103,5	Granoblástica	Cataclástica	Fina-média	Clorita		Irregulares	Carbonato, quartzo, clorita, biotita, epidoto	Biotita clorita cataclasito	Rocha bastante heterogênea, com alguns locais mais cloríticos, outros mais quartzosos, e outros ainda, mais carbonosos.
FVE06	134,5	Granoblástica e lepidoblástica	Heterogênea	Média			Opacos intersticial	Foto 7		Foto 7-explicativa 1-granolepidoblástica com carbonato, clorita, clinozoisita e quartzo 2-transição: cristais de carbonato maiores que 0,5 mm 3-lepidoblástica com biotita, clorita, quartzo e feldspato cataclásticos em forma de lentes.
FVE06	146,7	Lepidoblástica e granoblástica	Heterogênea	Fina-média	biotita			Foto 8	Biotita filonito em contato com actinolita carbonato metabasito	Foto 8-explicativa 1- biotita associada a agregados de carbonato granoblástico, estes, também ocorrem como pseudomorfos, com textura coronítica. Porção amorfa verde, zoisita e epidoto como traço 2-transição: epidoto e alguns cristais de biotita+hornblenda 3-actinolita e carbonato com cristais de

Furo	Prof(m)	Textura	Estrutura	Granulação	Veio	Vênulas	Contato entre cristais	Assembléia Mineral	Denominação	Feições texturais e associações minerais adicionais
										minerais opacos intersticial
FVE06	152	lepidonematoblástica	Heterogênea		Clorita, carbonato	Epídoto, carbonato	Actinolita contatos retos	Clorita, carbonato, actinolita, titanita e opacos	Actinolita clorita xisto	Rocha bastante heterogênea, com porções mais claras e mais escuras. Os opacos aparecem intersticial na porção mais clara e titanitas, junto com clorita, estão deformadas formando estruturas cinemáticas tipo S/C.
FVE06	155a	Reliquiar ígnea de <i>cumulus</i>	Homogênea	Média-grossa		Carbonato	Cristais arredondados	Clinopiroxênio, clinoenstatita, olivina, tremolita, clorita e opacos	Olibina clinopiroxênio	Tremolita prismática tardia. Opacos preenchem o contato, fraturas e clivagens dos cristais. Na porção com mais opacos, há uma porção amorfa marrom (óxido de ferro?).
FVE06	155b	Inequigranular	Homogênea	Média-fina		Temolita e mica branca		Ripas de feldspato alcalino, matriz carbanótica com mica branca e biotita, epídoto como traço	Diabásio	Epídoto bem fino na matriz e nas vênulas
FVE06	173	Porfiroblástica	Maciça	Média-grossa		Carbonato	Regular	Hornblenda, temolita, carbonato	Tremolita hornblendito	Carbonato intersticial. Cristais de hornblendas estão sendo substituídos por tremolita, das bordas para o núcleo.
FVE06	177	Bandada	cataclástica	Fina-média			irregular	Carbonato, tremolita, actinolita, epídoto, opacos	Carbonato temolita cataclasito	Rocha de matriz fina, granoblástica, bandada, foliação cataclástica.

Gráfico de EDS

Amostra: Pólen de milho

Figura 1

Tempo



Figura 2

Tempo

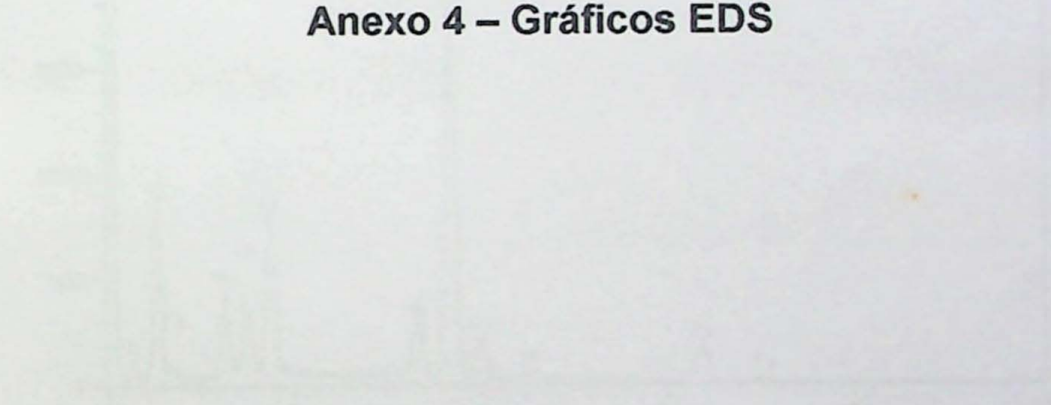


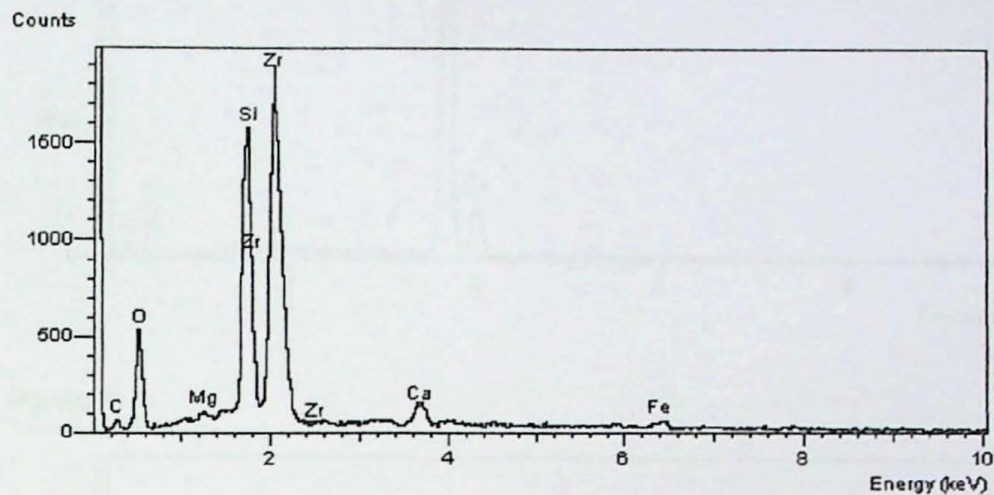
Figura 3

Anexo 4 – Gráficos EDS

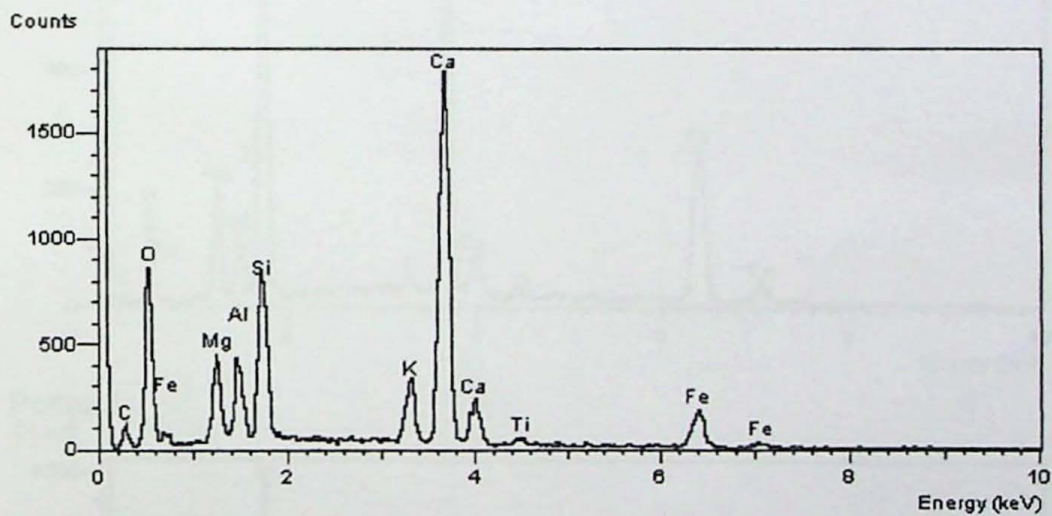
Gráficos de EDS

Amostra FVE03-157m

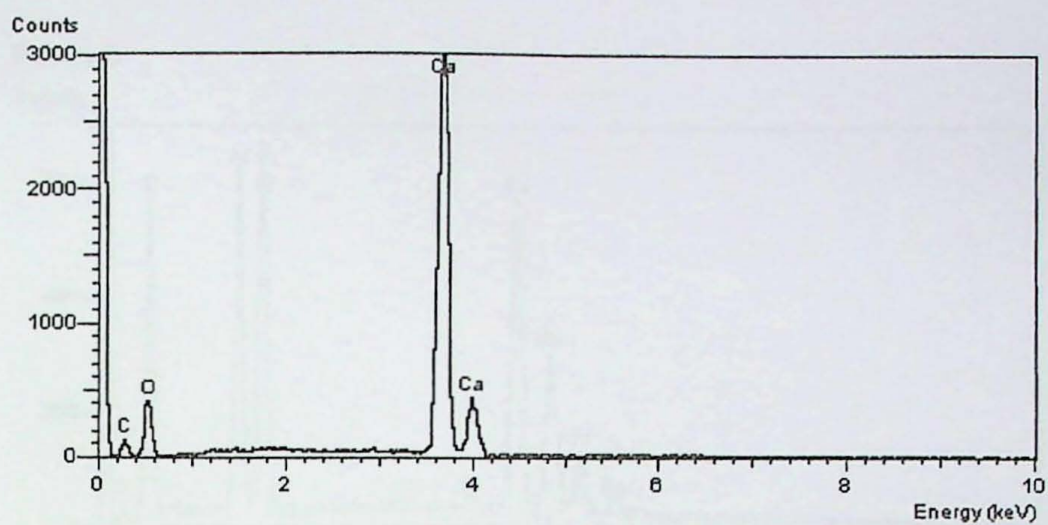
Ponto 1



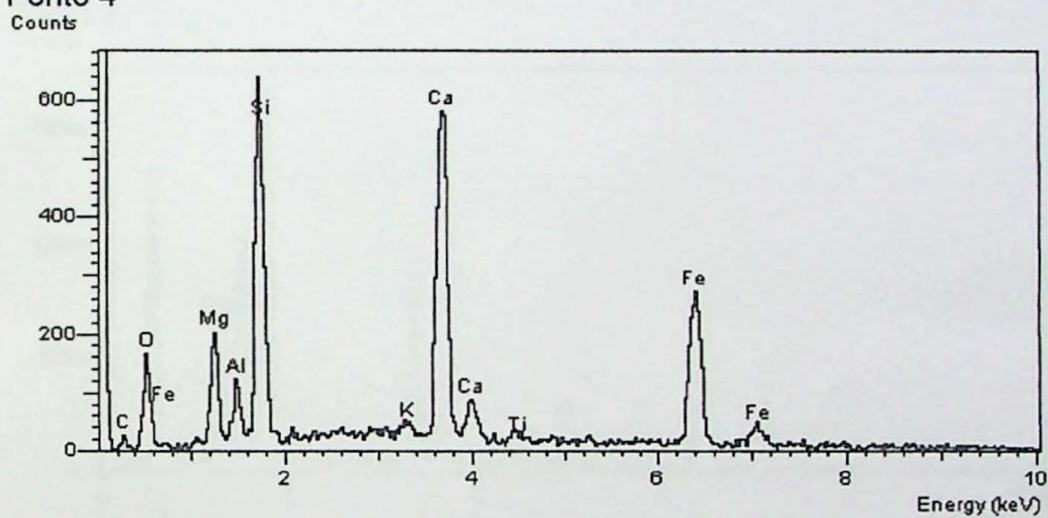
Ponto 2



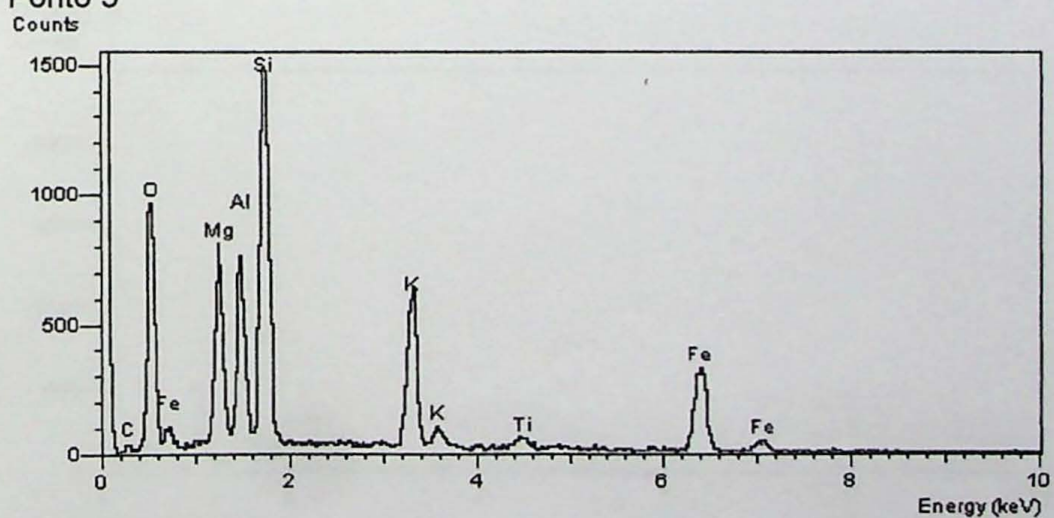
Ponto 3



Ponto 4

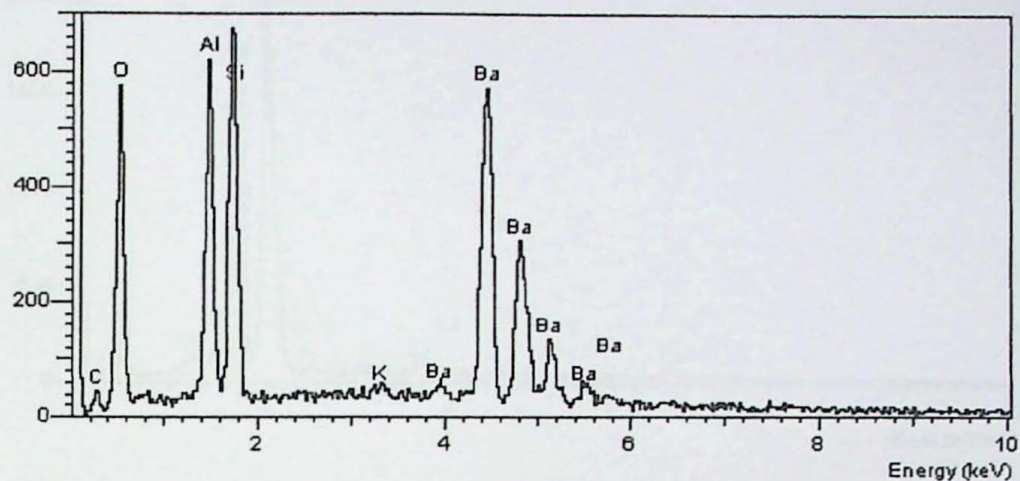


Ponto 5



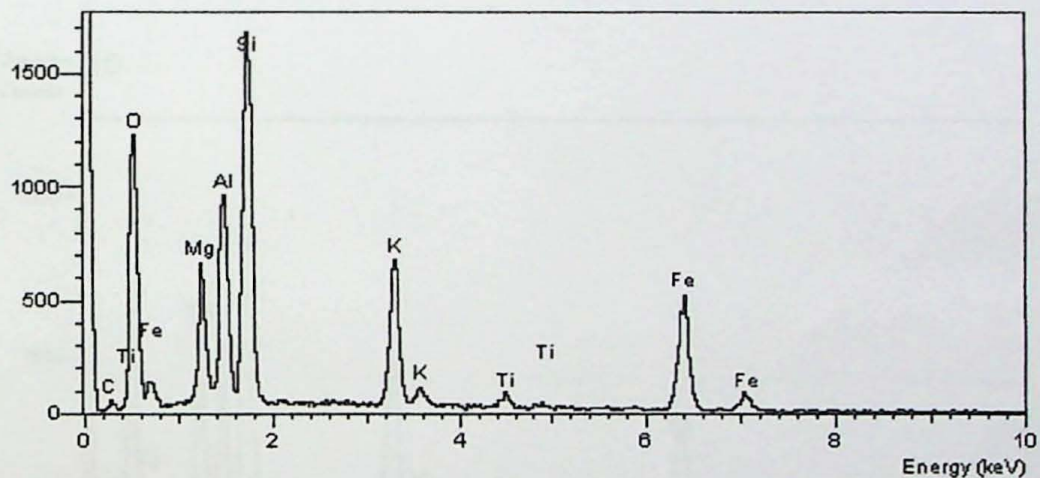
Ponto 6

Counts



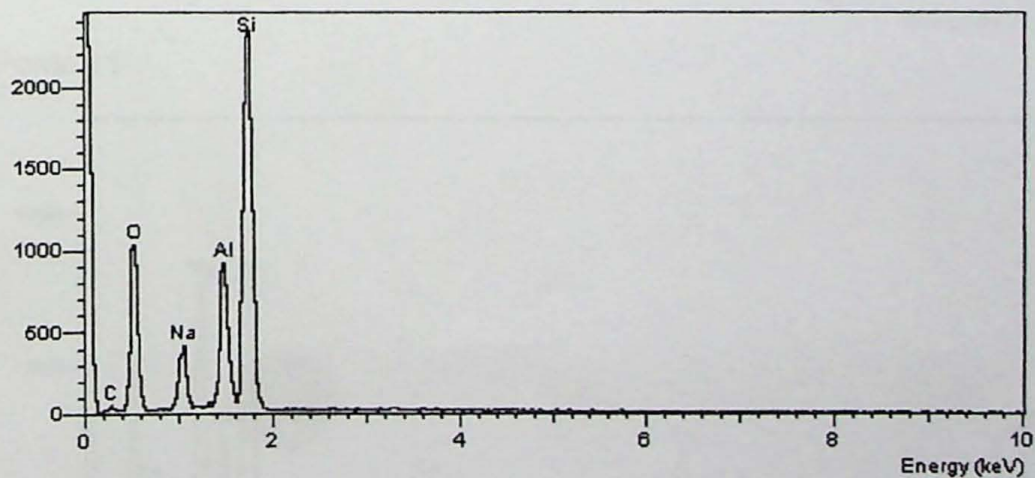
Ponto 7

Counts

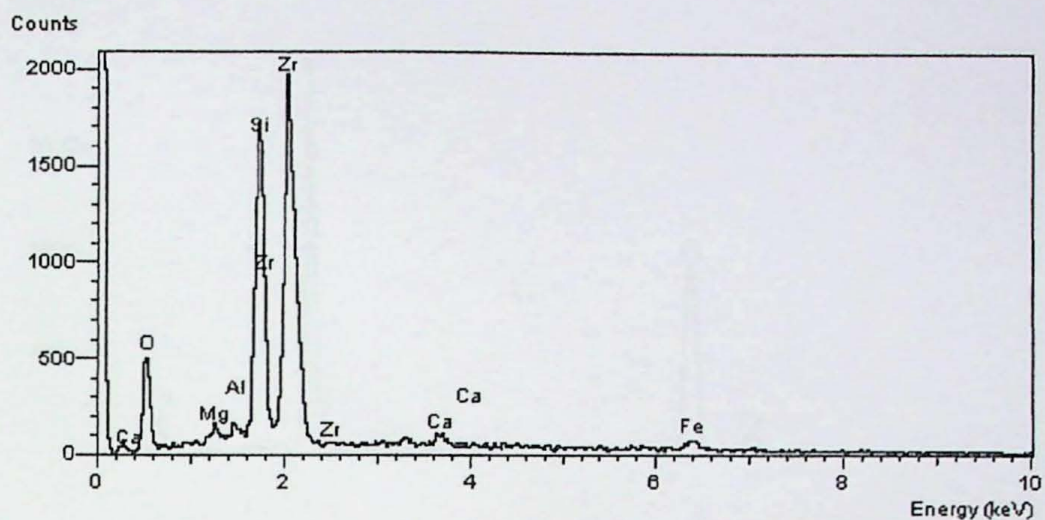


Ponto 8

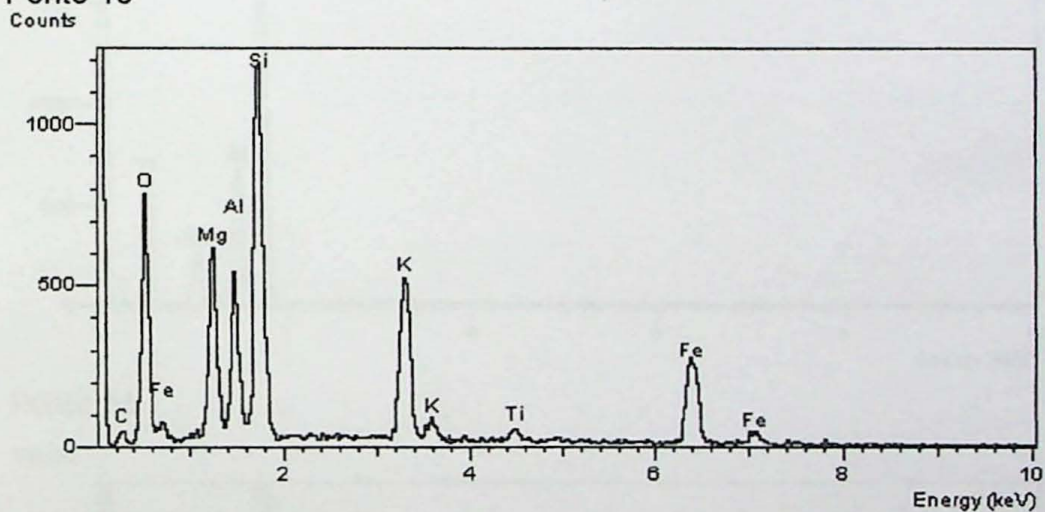
Counts



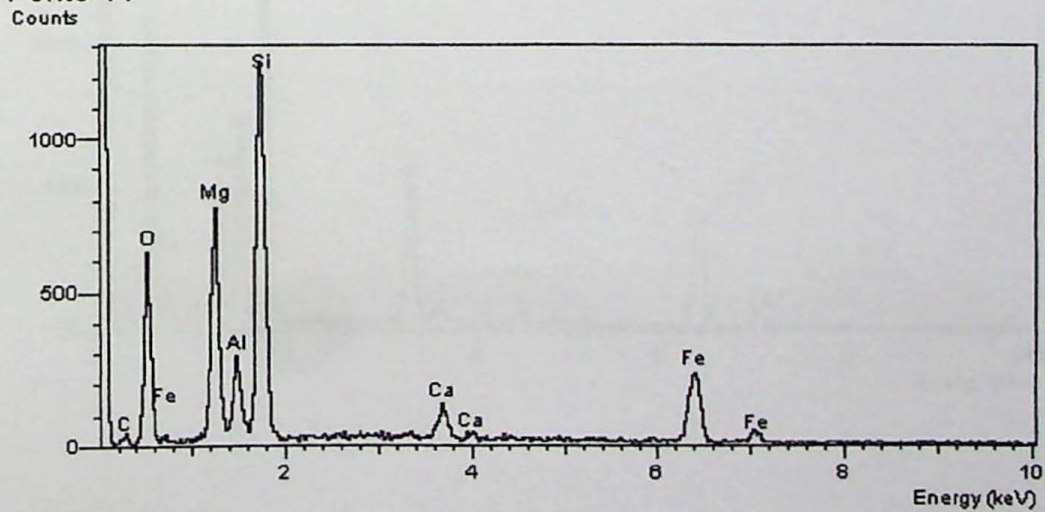
Ponto 9



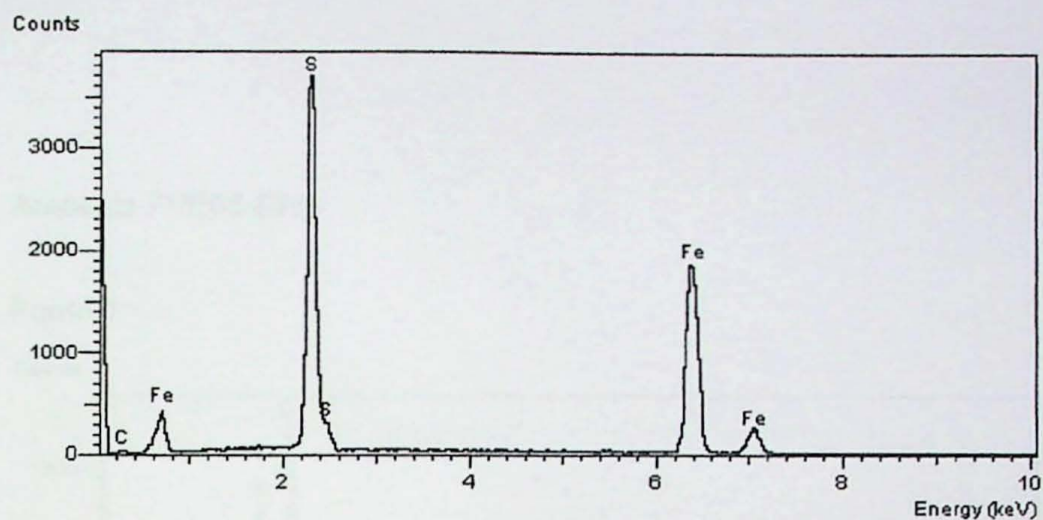
Ponto 10



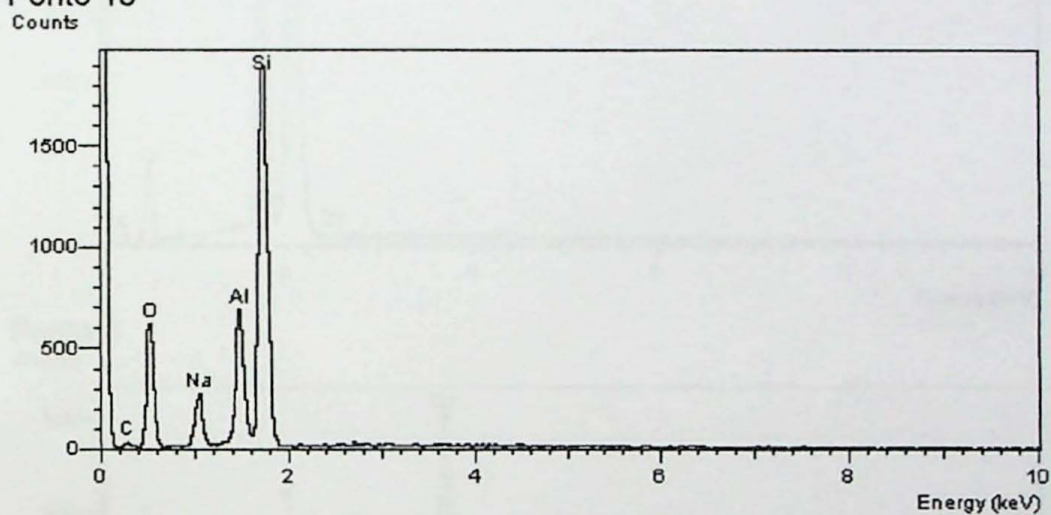
Ponto 11



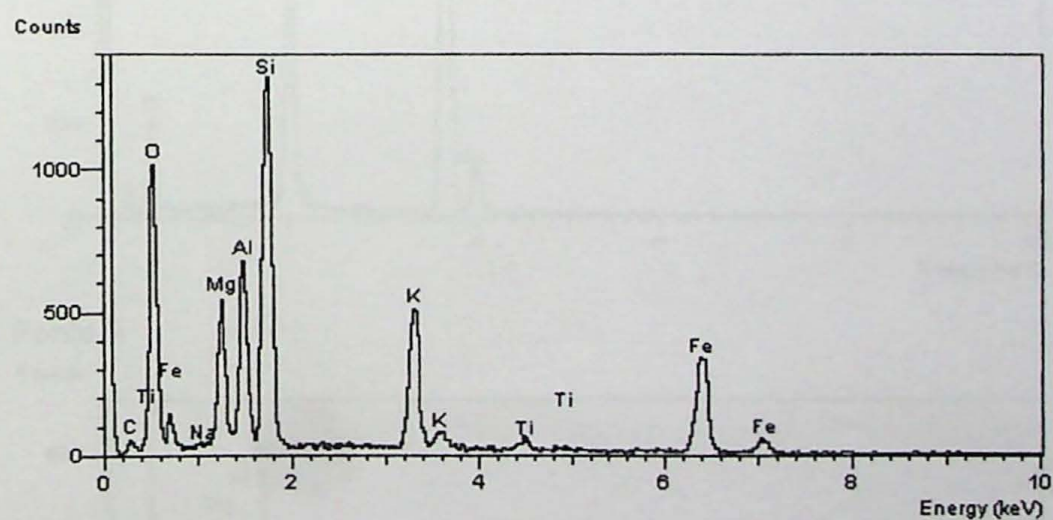
Ponto 12



Ponto 13

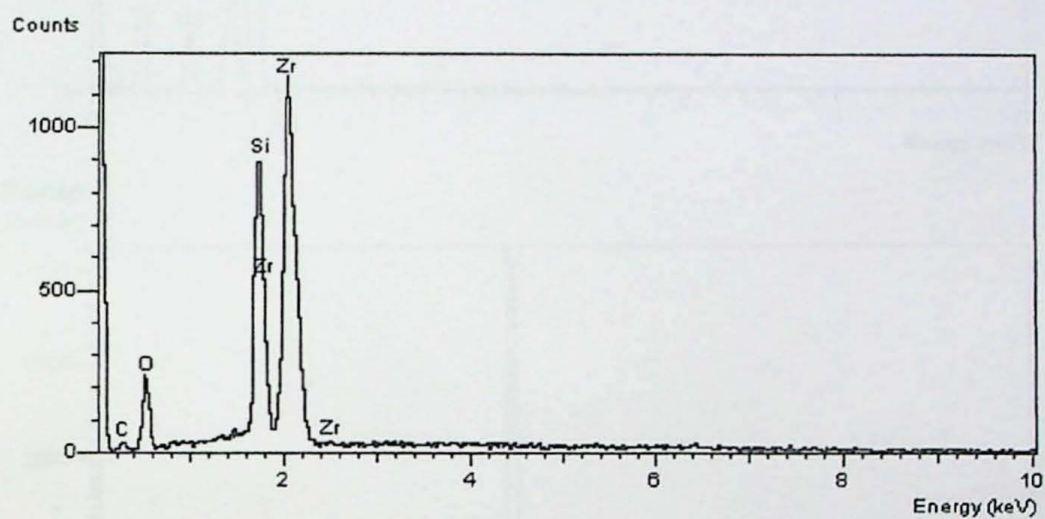


Ponto 14

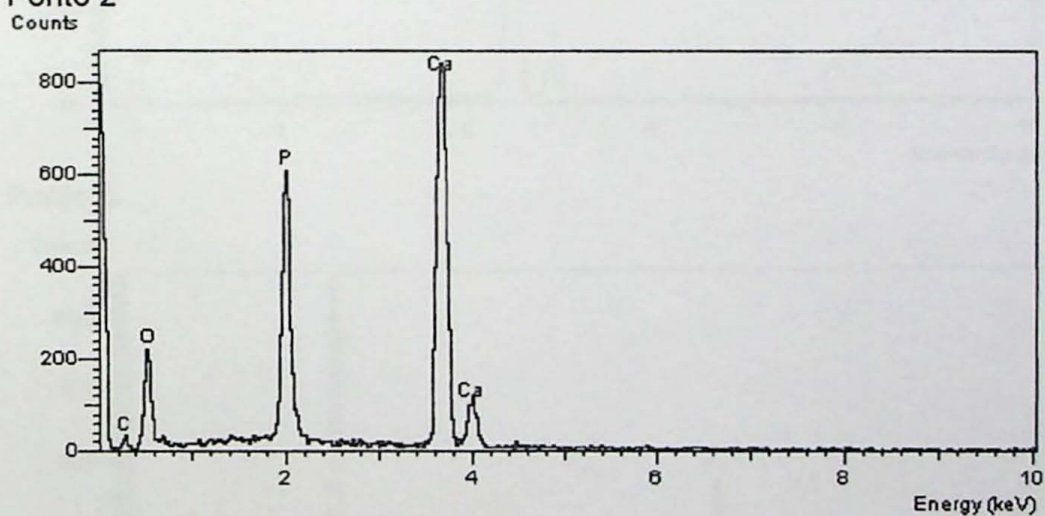


Amostra FVE06-57m

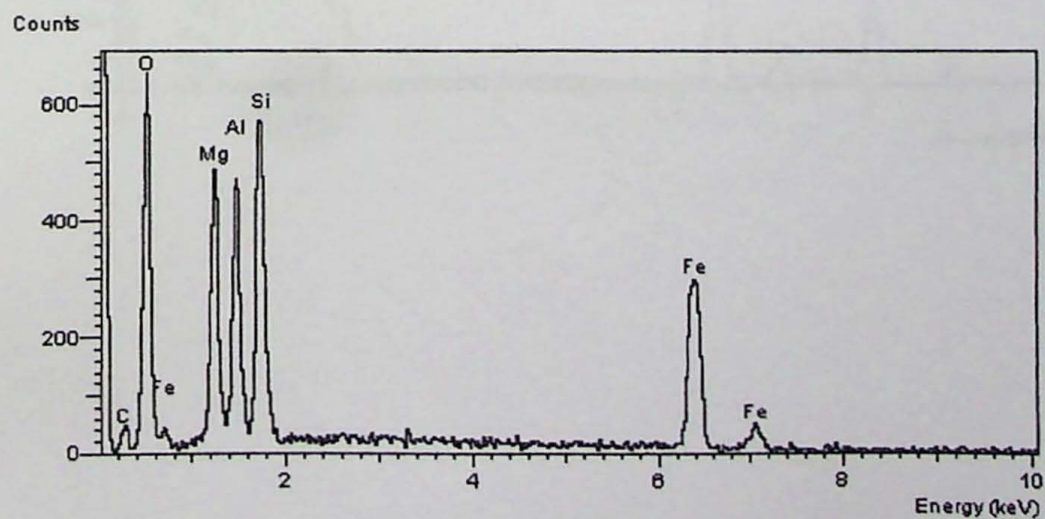
Ponto 1



Ponto 2

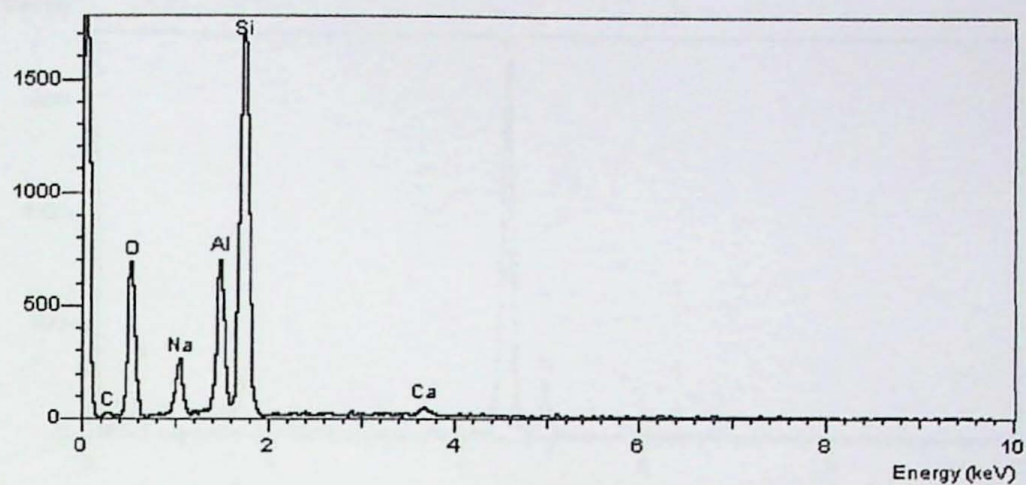


Ponto 3



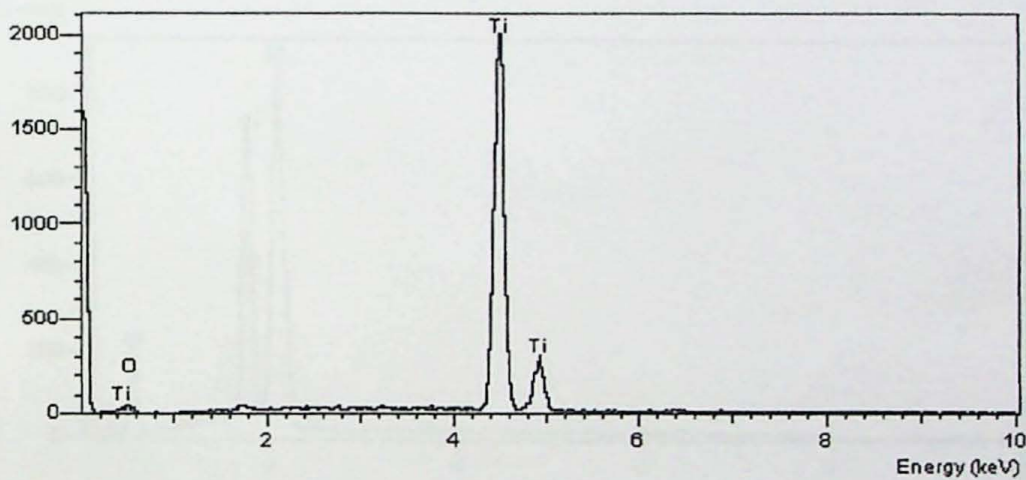
Ponto 4

Counts



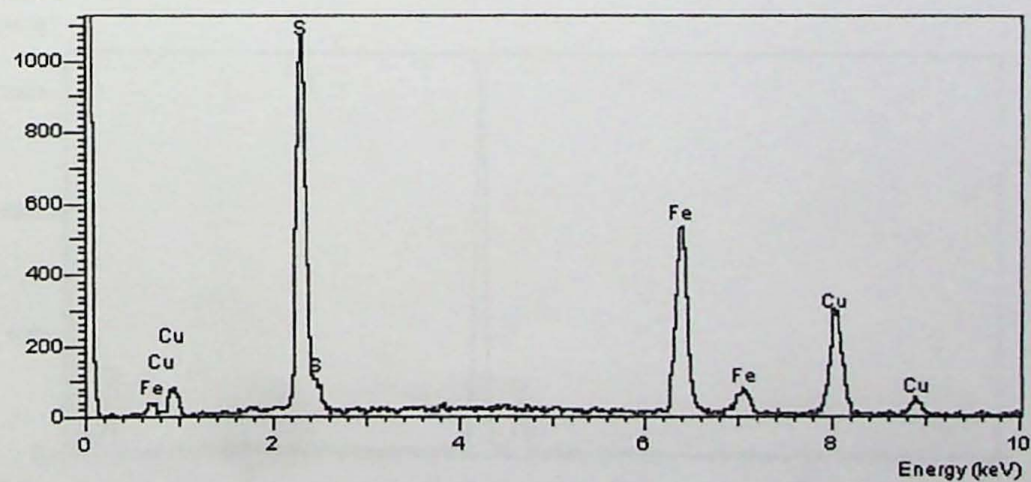
Ponto 5

Counts



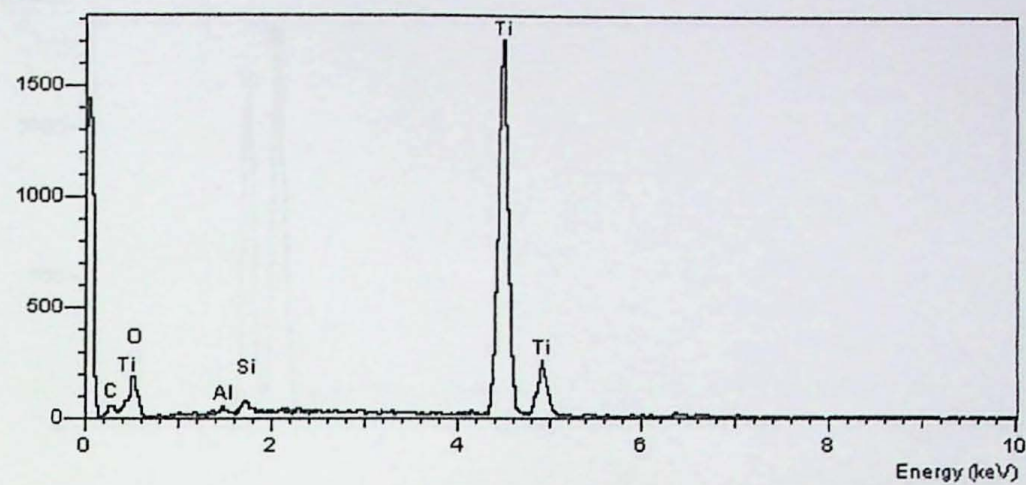
Ponto 6

Counts



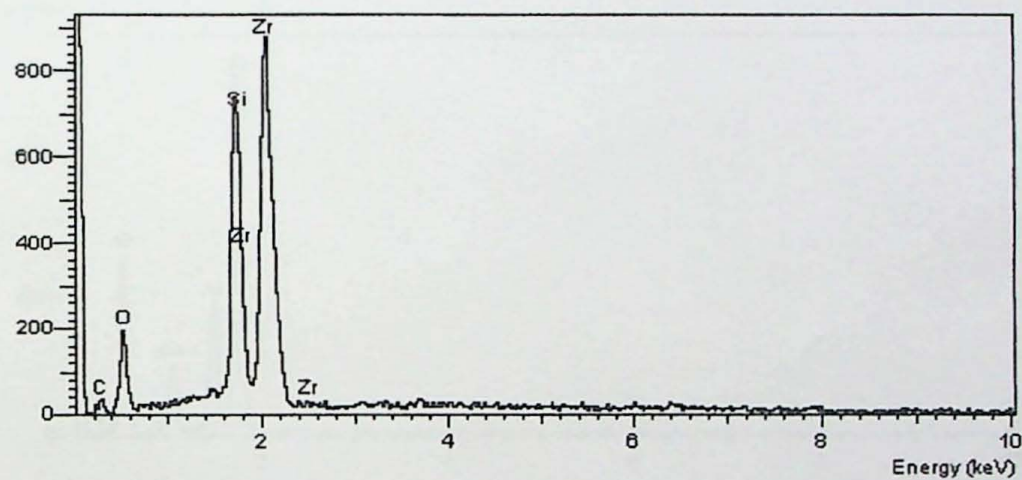
Ponto 7

Counts



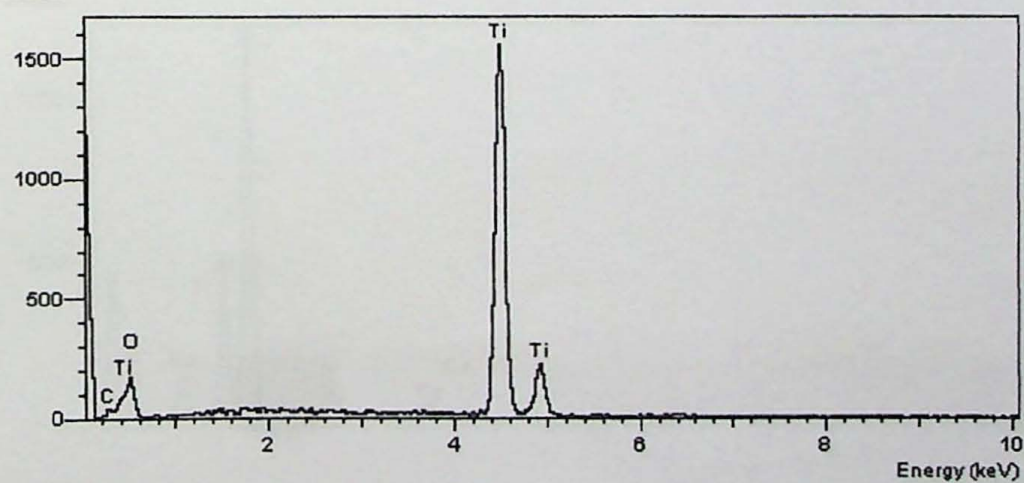
Ponto 8

Counts

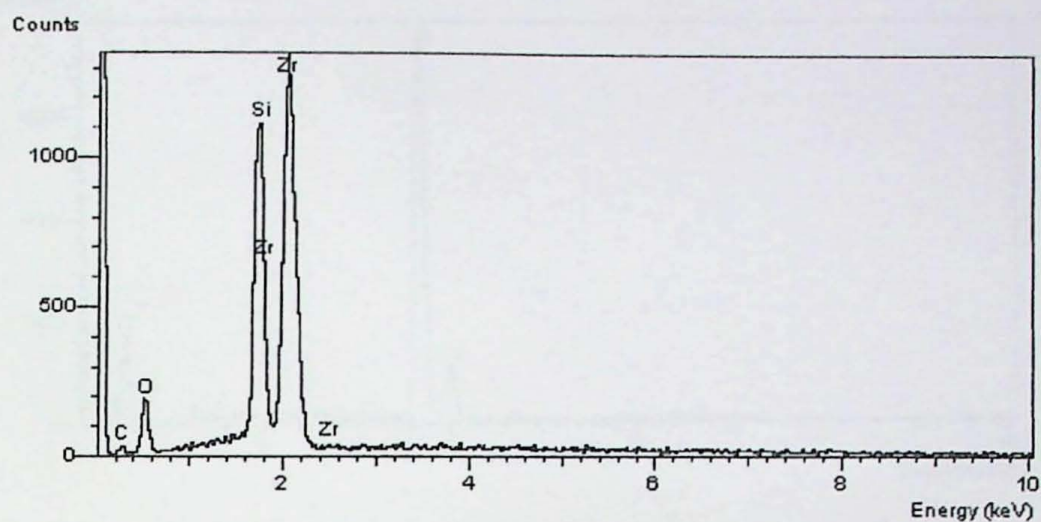


Ponto 9

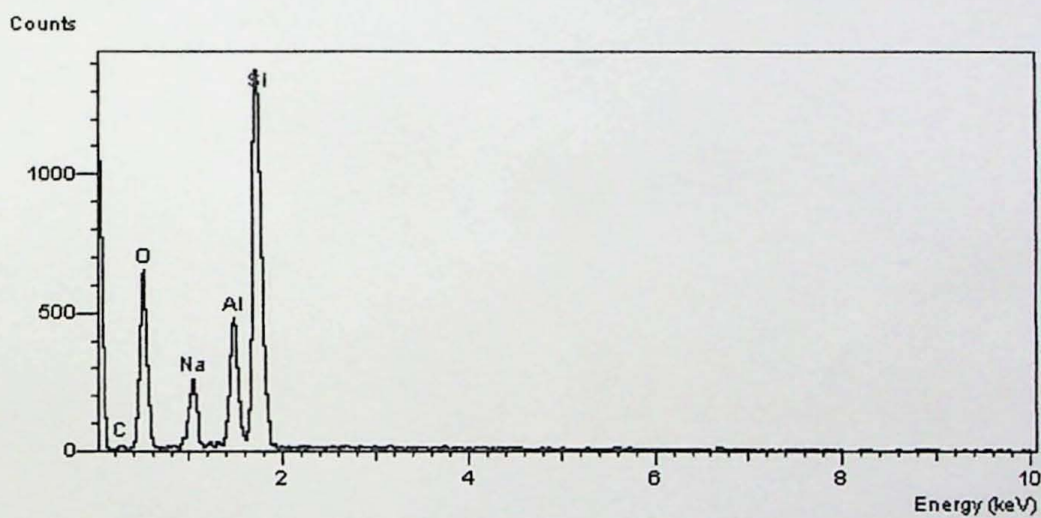
Counts



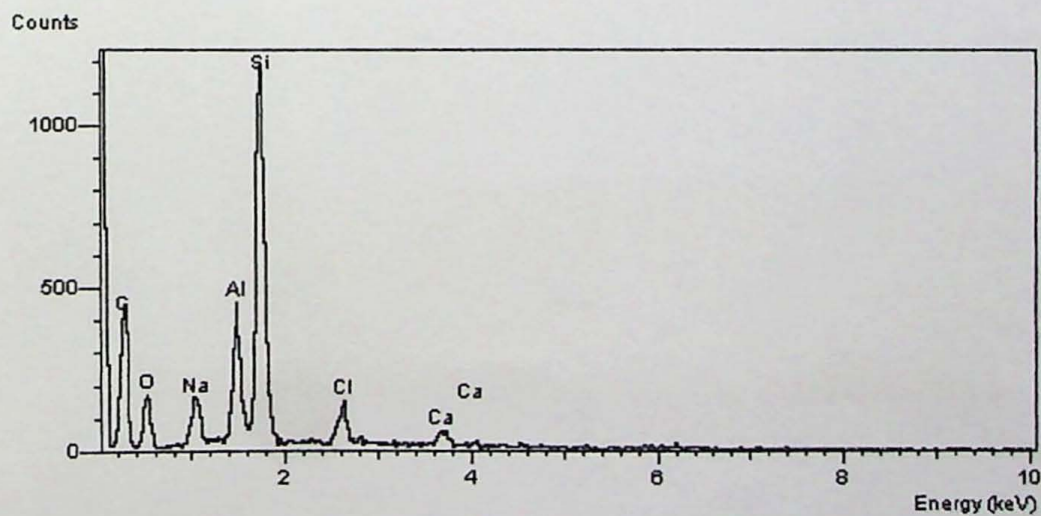
Ponto 10



Ponto 11



Ponto 12



Ponto 13

Counts

