

República Federativa do Brasil
Ministério de Minas e Energia
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Departamento de Recursos Minerais

PROJETO PLATINA E ASSOCIADOS

**PROSPECÇÃO GEOLÓGICA E GEOQUÍMICA
NO CORPO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA
SERRA DA ONÇA – PARÁ**

Edésio Maria Buenano Macambira

Superintendência Regional de Belém
Março - 2001

Orlando José Barros De Araújo
Gerente de Recursos Minerais

Maria Telma Lins Faraco
Supervisora da Área de Recursos Minerais

Rômulo Simões Angélica
Participação Especial

EQUIPE TÉCNICA

PROJETO PLATINA E ASSOCIADOS
Geól. Edésio Maria Buenano Macambira

Colaboração
Ass. Téc. Esp. Paulo Sérgio F. dos Santos
Ass. Téc. Esp. João Claudino Lucena

Referências Bibliográficas
Mária Léa Rebouças de Paula

Digitação
Luzanira Prazeres da Silva
Dileide Cirino dos Santos

Editoração
Tania Keyler Coelho de Argolo

Cartografia Digital
Tania Keyler Coelho de Argolo
Gilmar dos Santos

Revisão
Prof. Dr. Márcio Pimentel

Edição Final e Impressão pela Superintendência Regional de Porto Alegre
Coordenação: Geól. Luís E. Giffoni

Informe de Recursos Minerais
Série Metais do Grupo da Platina e Associados nº 26

Ficha Catalográfica

Macambira, Edésio Maria Buenano
Prospecção geológica e geoquímica no corpo máfico-
ultramáfico da Serra da Onça – Pará: CPRM, 2001.
1 v.; il – (Informe de Recursos Minerais, Série Metais do
Grupo da Platina e Associados, 26)
Projeto Platina e Associados

Apresentação

O Informe de Recursos Minerais objetiva sistematizar e divulgar os resultados das atividades técnicas da CPRM nos campos da geologia econômica, prospecção, pesquisa e economia mineral. Tais resultados são apresentados em diversos tipos de mapas, artigos bibliográficos, relatórios e estudos.

Em função dos temas abordados são distinguidas oito séries de publicações, abaixo relacionadas:

- 1) Série Metais do Grupo da Platina e Associados;
- 2) Série Mapas Temáticos do Ouro, escala 1:250.000;
- 3) Série Ouro – Informes Gerais;
- 4) Série Insumos Minerais para Agricultura;
- 5) Série Pedras Preciosas;
- 6) Série Economia Mineral;
- 7) Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projetos;
- 8) Série Diversos.

A aquisição de exemplares deste Informe poderá ser efetuada diretamente na Superintendência Regional de Belém ou na Divisão de Documentação Técnica, no Rio de Janeiro.

O Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça-CMSO está localizado no sul do Estado do Pará. Sob o ponto de vista geotectônico situa-se na porção sudeste do Cráton Amazônico e mais particularmente na região central do Bloco Araguacema.

Os trabalhos de campo consistiram em levantamento topográfico, mapeamento geológico e prospecção geoquímica (solo, concentrados de solo, sedimentos de corrente e concentrados de aluvião) para Ni, Co, Cu, Cr, Zn, Pt, Pd e Au.

O CMSO apresenta-se, em superfície, como um corpo alongado, com cerca de 25 km de extensão. Dispõe-se segundo a direção E-W obedecendo ao principal *trend* estrutural do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Apresenta-se intrusivo em rochas arqueanas do Complexo Xingu (gnaiesses e migmatitos) e do Granito Plaquê (granitóides). Sob o ponto de vista litoestratigráfico, as unidades litológicas que compõem o CMSO dispõem-se de maneira concordante e paralela formando um padrão acamadado. Desse modo, verifica-se da base para o topo do empilhamento estratigráfico, uma seqüência de serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabros. Esses litótipos caracterizam-se por uma grande homogeneidade textural e mineralógica e na porção oeste da Serra da Onça, verifica-se uma repetição de camadas. Essas seqüências litológicas apresentam um mergulho de 40° a 50° para sul.

Considera-se o CMSO resultante de um magma-fonte, de natureza toleítica, com um lento resfriamento a partir da elevação das temperaturas em um ambiente de relativa calma tectônica, eventualmente interrompida por processo de intrusões múltiplas. Após a colocação do corpo máfico-ultramáfico (2,4 Ga) o mesmo foi submetido a eventos tectônicos rúpteis, resultando na atual configuração do corpo.

A prospecção realizada revelou uma alta favorabilidade metalogenética para detectados depósitos magmáticos dos elementos mencionados. Dessa maneira, os dados de campo e os resultados geoquímicos indicam para a seqüência serpentinitica uma favorabilidade de conter mineralizações de cromita, sulfetos de metais base e EGP; para as rochas piroxeníticas destaca-se a vocação para mineralizações sulfetadas e EGP; da mesma forma que para a seqüência gabróica, particularmente, para a porção basal. As mineralizações de Zn e Au estão relacionadas a remobilizações hidrotermais associadas a fraturamentos e falhamentos.

As características geotectônicas, litoestratigráficas, geocronológicas e metalogenéticas do CMSO permitem correlacioná-lo a outros complexos máfico-ultramáficos portadores de importantes jazidas magmáticas, tais como os complexos de Bushveld, Stillwater, Great Dyke, Muscox e Penikate.

1 - Introdução

Desde o século passado é conhecida a vocação metalogenética dos corpos máfico-ultramáficos para armazenar jazidas minerais de Cr, Ni, Cu, Elementos do Grupo da Platina – EGP e óxidos de Fe, Ti e V. Nesse contexto, os corpos acamados são indiscutivelmente os que apresentam o maior potencial mineral. Vários exemplos são conhecidos, salientando-se como os mais importantes, os complexos de Bushveld (África do Sul), Stillwater (Estados Unidos), Sudbury (Canadá), Noril'sk (Rússia), Great Dyke (Zimbabwe), etc.

No Brasil, existem vários corpos máfico-ultramáficos com importantes depósitos minerais, como o de Niquelândia (Goiás), Campo Formoso (Bahia), Bacuri (Amapá), além de outros com promissores indícios em Goiás, Bahia e Pará.

Com o avanço tecnológico tem-se verificado nas últimas décadas o aumento da demanda dos minérios associados às rochas máfico-ultramáficas, particularmente dos EGP. Neste caso, constatou-se nos últimos anos, no cenário minero-econômico mundial, uma crescente demanda para

EGP, com projeções de incremento de consumo em uma taxa de cerca de 3% ao ano, com preços elevados e com tendência ascendente.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM – Serviço Geológico do Brasil, desde a época de sua fundação tem dedicado especial atenção à pesquisa de jazimentos minerais associados a rochas máfico-ultramáficas e inúmeros empreendimentos foram realizados.

Neste sentido, visando descortinar o potencial metalogenético para depósitos magmáticos associados a rochas máfico-ultramáficas foi selecionado para estudo o Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – CMSO.

Este Informe Técnico apresenta as principais atividades desenvolvidas no CMSO, os dados físicos de produção, as características geológicas, as informações geoquímicas, a metalogenia, os resultados obtidos e as recomendações para o prosseguimento das pesquisas.

2 - Metodologia de Trabalho

A seqüência metodológica básica utilizada no Alvo Serra da Onça foi a seguinte:

- Aquisição de Dados – Essa etapa consistiu em levantamento das informações geológicas e afins, existentes sobre o CMSO. Paralelamente, efetuou-se uma consulta bibliográfica sobre as características geotectônicas, estratigráficas, petrográficas, químicas e metalogenéticas dos principais tipos de corpos máfico-ultramáficos que contêm depósitos magmáticos existentes no mundo, procurando-se correlacionar um desses modelos com o contexto geológico-metalogenético do alvo a ser trabalhado.

- Fotointerpretação Geológica – Nessa fase foram utilizadas fotografias aéreas convencionais, na escala 1:45.000, obtidos pela PROSPEC S.A. Geologia, Prospecções e Aerofotogrametria e ampliações dessas fotos na escala 1:13.700 (aproximadamente); fotografias aéreas convencionais, na escala de 1:100.000, executadas pelo Convênio Força Aérea Brasileira/Plano de Dinamização da Cartografia; imagens de radar nas escalas de 1:250.000 e de 1:100.000, obtidas pelo Projeto RADAM; imagens de satélite LANDSAT TM-5 (bandas 3, 4 e 5) nas escalas de 1:250.000 e de 1:100.000; base planimétrica do IBGE na escala 1:100.000. Esse material cartográfico e os dados obtidos na etapa anterior, serviram de base para confecção de um mapa fotogeológico na escala 1:20.000, utilizando-se o clássico método das “chaves”.

- Planejamento dos Trabalhos de Campo – Baseado nos dados adquiridos nas etapas anteriores, foram elaborados os seguintes mapas de serviço, na escala de 1:20.000: litológico, estrutural, topográfico e logístico.

- Trabalhos de Campo – Inicialmente constaram de abertura de picadas transversais, espaçadas de 2 km, ao longo do corpo máfico-ultramáfico. Em seguida, efetuou-se o levantamento topográfico das picadas e das estradas existentes na área

de pesquisa. Finalmente, foi executado um mapeamento geológico convencional, na escala de 1:20.000, pelo método das sessões, ao longo das picadas e das estradas mencionadas. O levantamento geológico incluiu verificações de campo em pontos geológicos estratégicos e nos locais delimitados pela interpretação fotogeológica.

- Análises Petrográficas e Calcográficas – As lâminas petrográficas e calcográficas foram confeccionadas no Laboratório Central de Análises Mineraias – LAMIN (CPRM-Rio de Janeiro), no Laboratório do Escritório de Itaituba, na Seção de Laboratório da CPRM-Belém e na Seção de Laminção do Centro de Geociências, na Universidade Federal do Pará. Os estudos petrográficos foram realizados pelos geólogos Xafi da Silva Jorge João e Edésio Maria Buenano Macambira, e os calcográficos pela geóloga Lúcia Maria da Vinha.

- Amostragem Geoquímica – Consistiu na coleta de solos, sedimentos de corrente, concentrados de solo e concentrados de aluvião. Os solos e concentrados de solos foram amostrados em uma mesma estação geoquímica, espaçados de 50 m, ao longo das mencionadas picadas transversais, seccionando o corpo máfico-ultramáfico, inclusive abrangendo uma representatividade dos solos originados das rochas encaixantes. Os solos foram coletados a uma profundidade de 20 cm, correspondendo ao topo do horizonte B. A amostragem de concentrados de solo foi feita através de trado manual, que alcançava uma profundidade de 40 a 50 cm (porção superior do horizonte B), de onde se obtinha cerca de 20 litros, que eram bateados até alcançar-se um volume de aproximadamente 1 litro de concentrado. Os sedimento de corrente e os concentrados de aluvião foram coletados em um mesmo ponto. Esses pontos foram selecionados estrategicamente, sendo que cada ponto abrange uma área de captação de 1 a 2 km² e distribuídos de maneira que abrisse todo o alvo prospectado. Nessa amostragem, tanto para os sedimentos de corrente como para os concentrados de aluvião, utilizou-se amostras compostas.

- Análises Geoquímicas – Os solos, os sedimentos de corrente, os concentrados de solos e os concentrados de aluvião foram analisados no LAMIN, por Absorção Atômica para Cu, Ni, Co, Cr e Zn. Os concentrados de solo e de aluvião foram submetidos à análise mineralógica, para minerais ao Grupo da Platina – MGP e associados, no LAMIN. Os concentrados de aluvião foram também analisados para Pt, Pd e Au, no LAMIN e no GEOLAB, laboratório da empresa Geologia e Sondagem Ltda.

Os Elementos do Grupo da Platina (Pt e Pd) e Au foram analisados através de pré-concentração e determinação por Es-

pectrografia Ótica.

- As partículas de MGP foram analisadas por Microscopia Eletrônica de Varredura com o instrumento Zeiss 940, com Espectroscopia por Dispersão de Energia na Pontifícia Universidade Católica, no Rio de Janeiro, bem como, no Laboratoire de Microscopie Electronique da Université Pierre et Marie Curie (Paris VI).

- Os dados acima foram catalogados, integrados e interpretados com a utilização de técnicas computadorizadas, particularmente, o programa NEWPET (Clarke, 1993).

3 - Dados Físicos de Produção

Com base nas atividades executadas apresenta-se a **Tabela 1**, que contém

os principais dados de produção.

TABELA 1 - DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO ALVO: SERRA DA ONÇA

ÁREA PROSPECTADA (km ²)	171,60
QUILÔMETROS DE PICADA ABERTA	37,0
QUILÔMETROS DE LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO	93,36
ESTAÇÕES GEOLÓGICAS DESCRITAS	294
AMOSTRAS COLETADAS	
ROCHAS	442
SOLOS	675
SEDIMENTOS DE CORRENTE	95
CONCENTRADOS DE SOLO	769
CONCENTRADOS DE ALUVIÃO	95
ANÁLISES	
PETROGRÁFICA	436
MINERALÓGICA	864
GEOQUÍMICA (determinações)	10.762

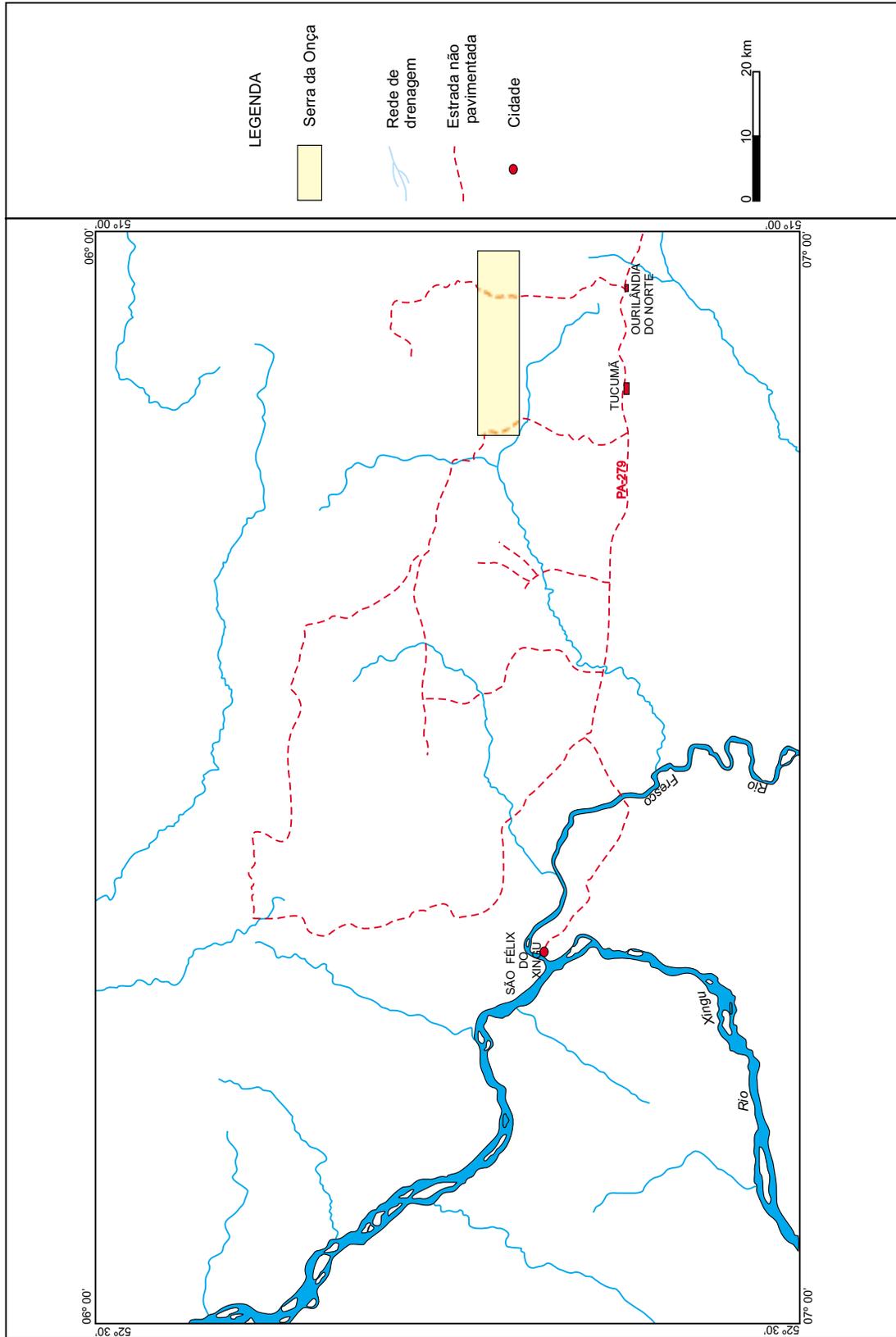


Figura 2 - mapa de acesso à serra da Onça

5 - Arcabouço Geológico Regional

5.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA

Os mapeamentos geológicos executados pela CPRM (1991 e 1997) apresentam uma revisão atualizada do conhecimento da região e portanto são tomados como referências básicas para este capítulo.

Do ponto de vista geotectônico, o Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça está localizado na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1976). Na articulação de blocos crustais proposta por Hasui et al. (1984) para a região Amazônica (**Figura 3**), o CMSO situa-se na porção central do Bloco Araguacema. De acordo com os levantamentos geológicos executados nas regiões de São Félix do Xingu (CPRM, 1997) e da Serra dos Carajás (CPRM, 1991), destacam-se as seguintes unidades geotectônicas: o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e a Bacia do Médio Xingu, além de corpos intrusivos e coberturas cenozóicas (**Figura 4**). O arranjo estratigráfico das unidades presentes na região enfocada consta da **Tabela 2**.

5.1.1 TERRENO GRANITO-GREENSTONE DO SUL DO PARÁ

O Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará consiste em uma faixa NW-SE situada na porção sul-sudeste da área em estudo. Essa unidade, formada e tectonicamente estabilizada no Arqueano (Macambira & Lafon, 1995), está constituída por um conjunto de granitóides e rochas supracrustais que esboçam um padrão anastomosado. As rochas supracrustais estão representadas por uma seqüência metavulcano-sedimentar, denominada de Grupo Tucumã (CPRM, 1991) composta essencialmente de xistos, filitos, quartzitos, *banded iron formation - BIF* e conglomerados. Intrusivos nessa seqüência ocorrem granodioritos, tonalitos e monzogranitos, integrantes da unidade Granodiorito Rio Maria (Dall'agnol et al., 1986). A estruturação interna do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará é definida por zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes,

cujas relações geométricas esboçam um quadro definido como hemiflores positivas.

5.1.2 CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS

O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas ocupa a maior porção da região enfocada e limita ao norte e a oeste o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. De acordo com CPRM (1997) é considerado como uma estrutura arqueana, disposta segundo a direção E-W e composta por um domínio imbricado e por dois domínios transcorrentes (N-S e E-W).

O domínio imbricado apresenta-se estruturado segundo E-W e está estratigraficamente constituído, da base para o topo, pelo Complexo Pium (Araújo et al., 1988), Grupo Sapucaia (CPRM, 1991) e Complexo Xingu (CPRM, 1991). A unidade Pium é composta por kinzigitos, pircclasitos e granoblastitos, dispostos em forma de faixas orientadas segundo a direção geral do Cinturão Itacaiúnas. O Grupo Sapucaia ocorre também como faixas orientadas segundo a direção E-W, litologicamente constituídas por xistos, filitos, quartzitos e *BIF*. O Complexo Xingu é a unidade de maior extensão no domínio imbricado e está composto por gnaisses e migmatitos de natureza granítica, granodiorítica e tonalítica, com enclaves anfibolíticos. A arquitetura interna do domínio imbricado é fornecida por zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo, de direção geral WNW-ESE e com fortes mergulhos ($>70^{\circ}$) para NNE.

O domínio transcorrente E-W está constituído pelos Grupos Grão-Pará (Araújo et al., 1988), Aquiri (Soares et al., 1988) e São Sebastião, (CPRM 1997), que ocupam a porção norte da região em estudo. Essas unidades são compostas por intercalações de rochas metavulcânicas félsicas e máficas, com rochas metassedimentares (quartzitos e *BIF*). Nesses conjuntos rochosos estão presentes zonas de cisalhamento de movimentação cavalgante oblíqua. Essas zonas estão dispostas segundo um pa-

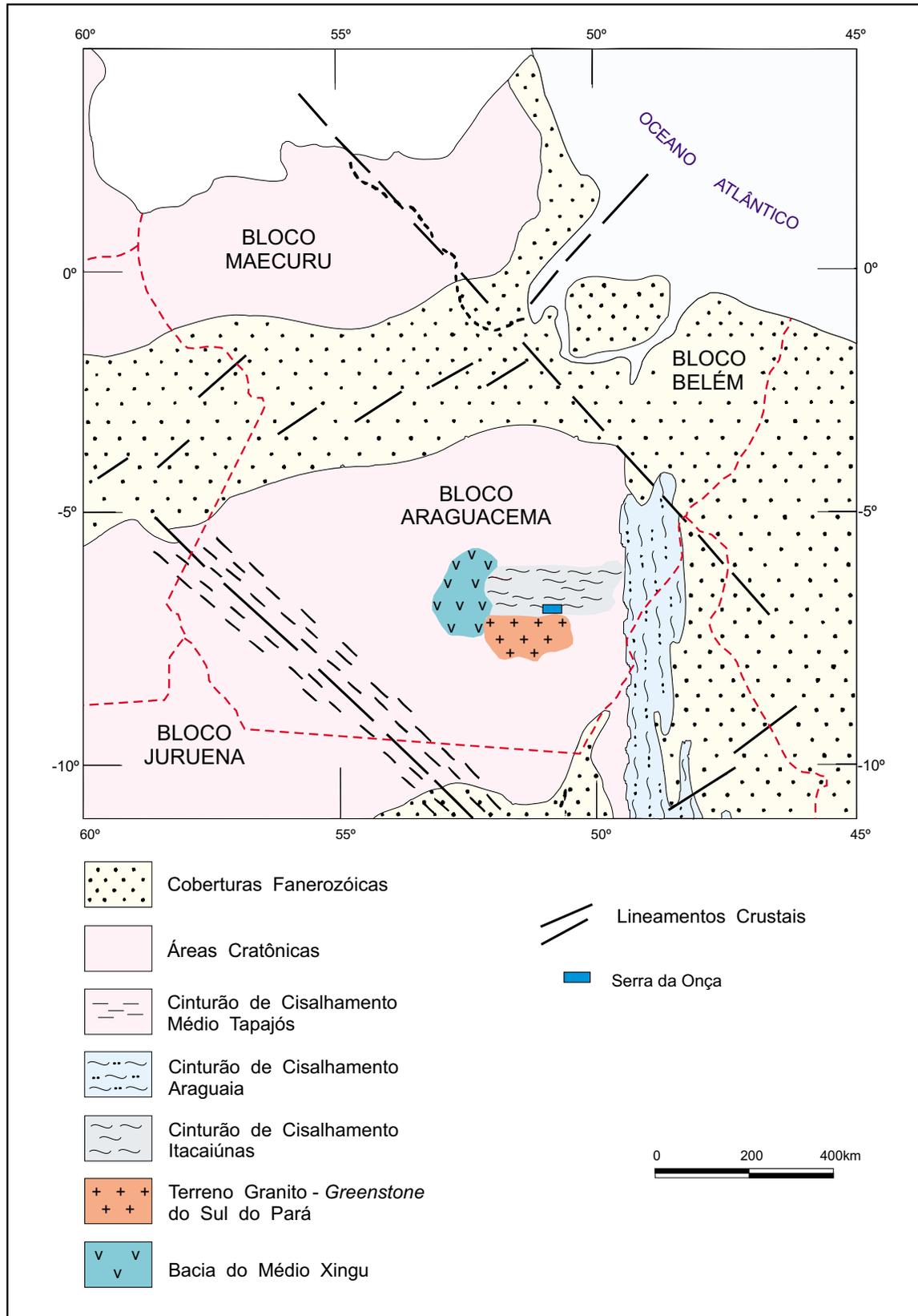


Figura 3 - Compartimentação Geotectônica do Sudeste da Amazônia (Adaptado de Hasui et al., 1984).

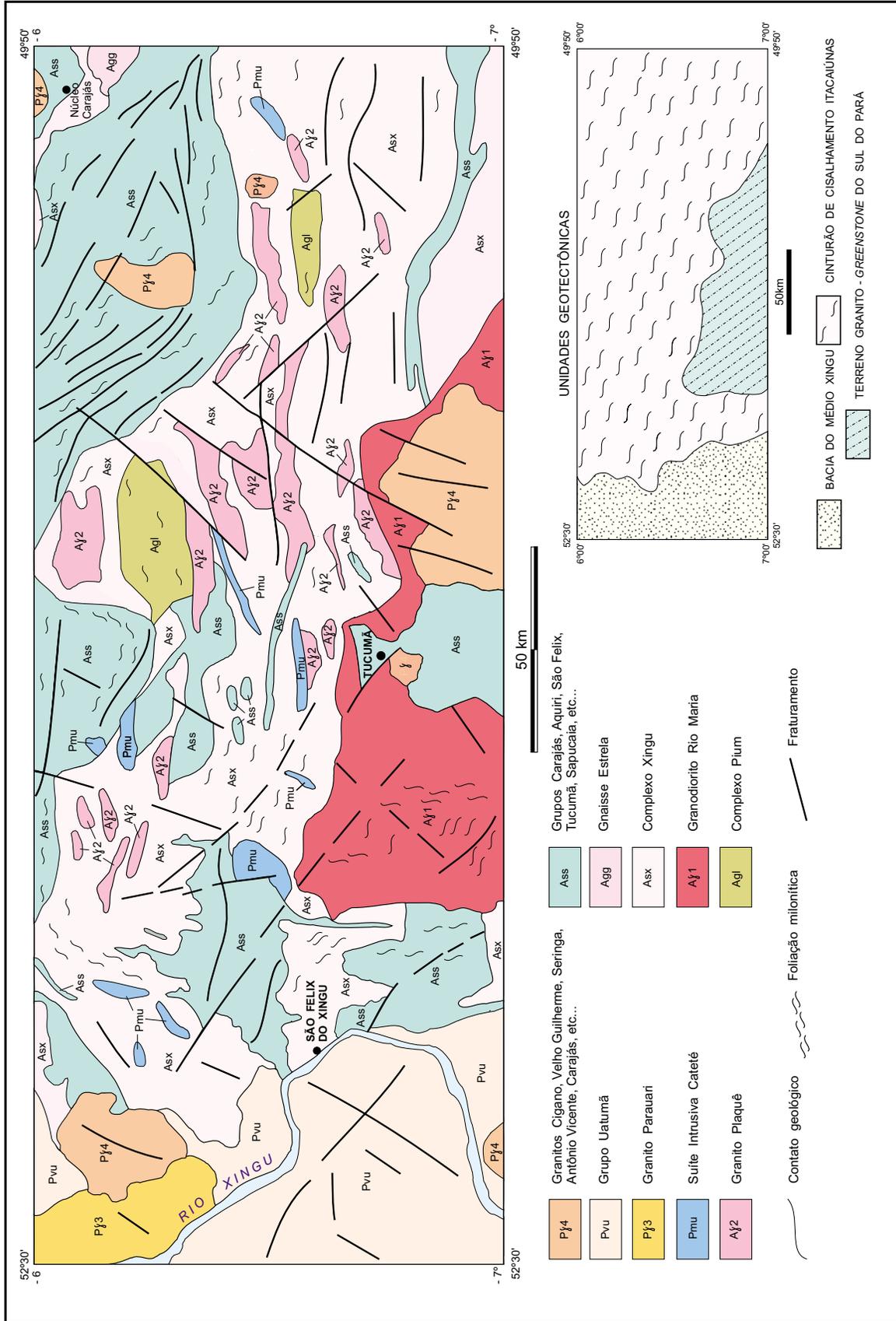
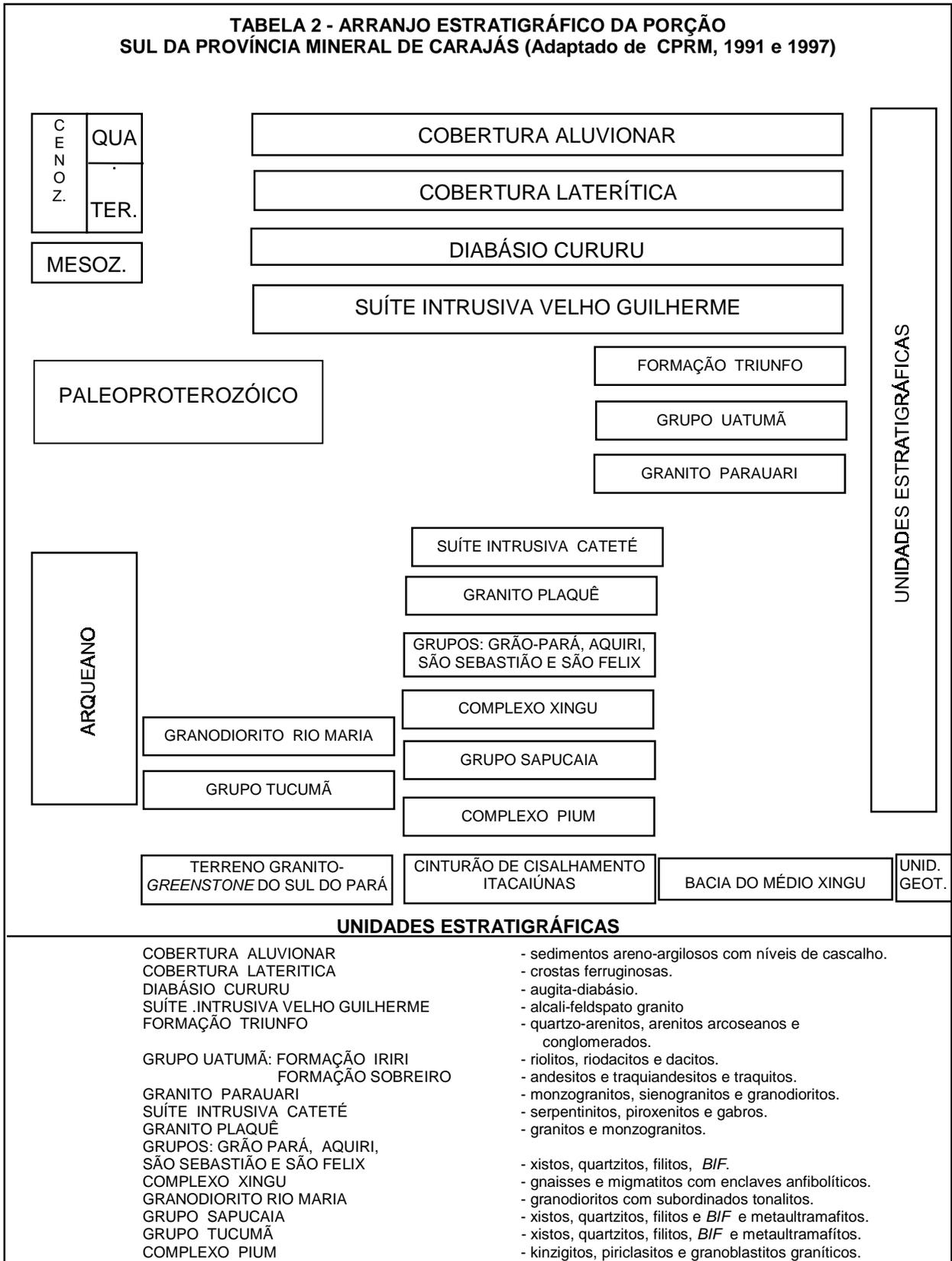


Figura 4 - Mapa Geológico Simplificado da Parte Sul da Província Mineral de Carajás (Adaptado de CPRM,1997 e CPRM, 1991).

TABELA 2 - ARRANJO ESTRATIGRÁFICO DA PORÇÃO SUL DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (Adaptado de CPRM, 1991 e 1997)



drão estrutural elíptico, assimétrico, que apresenta internamente uma configuração divergente, com fortes mergulhos em direção ao centro do embaciamento. A disposição estrutural das zonas de cisalhamento constitui uma arquitetura que se assemelha a duplexes compressivos.

O domínio transcorrente N-S dispõe-se em forma de uma faixa na porção centro-oeste da região enfocada. Está constituído pelo Grupo São Félix (CPRM, 1997) litologicamente composto por rochas metassedimentares, metavulcanitos félsicos e máficos, com ultramafitos subordinados. Sob o ponto de vista estrutural, as zonas de cisalhamento que caracterizam o domínio transcorrente N-S dispõem-se segundo uma estrutura *pull-apart*. Esta é composta por dois embaciamentos, formados por rochas do Grupo São Félix separadas por um alto estrutural do Complexo Xingu. Nos embaciamentos, as zonas de cisalhamento dispõem-se segundo a direção N-S, e com fortes mergulhos ($>70^{\circ}$) em direção ao centro das estruturas.

Intrusivo nos mencionados domínios estruturais, encontra-se o Granito Plaquê (CPRM, 1997). Ocorre sob a forma de corpos lenticulares, estratóides, orientados segundo os principais *trends* estruturais (N-S e E-W) do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Composicionalmente tratam-se de granitos e monzogranitos com texturas miloníticas a protomiloníticas.

5.1.3 BACIA DO MÉDIO XINGU

Está situada na porção oeste da região em estudo, ao longo da bacia do rio Xingu. É considerada por CPRM (1997) como de idade proterozóica. A unidade estratigráfica basal da Bacia do Médio Xingu é o Grupo Uatumã (Caputo et al., 1972). A sua porção inferior é composta pela Formação Sobreiro (IDESP, 1972), é constituída por andesitos, traquiandesitos e traquitos. Sobrejacente encontra-se a Formação Iriri (SUDAM, 1972), representada por riolitos, riodacitos, dacitos e tufos intercalados. Ainda compondo a Bacia do Médio Xingu, são observadas as rochas da Formação Triunfo (BRASIL. Projeto RADAM, 1974), as quais constituem corpos isolados,

assentados discordantemente sobre o Grupo Uatumã e formados por arenitos, arcóseos e níveis conglomeráticos subordinados.

5.1.4 CORPOS INTRUSIVOS PROTEROZÓICOS

Apresentam uma ampla distribuição na região considerada e são intrusivos nas unidades geotectônicas descritas, sendo representados pela Suíte Intrusiva Cateté (CPRM, 1997), pelo Granito Parauari (BRASIL. Projeto RADAM, 1975), e pela Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM, 1997).

A Suíte Intrusiva Cateté é representada por uma dezena de corpos alongados, de natureza máfico-ultramáfica, que recebem a denominação de Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã etc., além da Serra da Onça e outros corpos sem denominação formal. São constituídos de serpentinitos, piroxenitos e gabros, dispostos de maneira acamadada, com os termos máficos sobrepostos aos ultramáficos. Esses corpos estão orientados segundo as direções N-S e E-W, obedecendo aos principais *trends* estruturais do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

O Granito Parauari constitui um corpo de forma sub-circular, com cerca de 15 km de diâmetro, que ocorre na bacia do rio Xingu cortando rochas vulcânicas do Grupo Uatumã. Litologicamente o Granito Parauari é composto de monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, segundo uma ordem decrescente de abundância.

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme é composta pelos maciços Velho Guilherme, Antonio Vicente, Bom Jardim, Mocambo e Serra Queimada, além de outros menores sem designação formal. Esses corpos estão alojados nas diversas unidades estratigráficas que compõem a região enfocada. São corpos de forma sub-circular, cujas dimensões variam de 3 a 12 km de diâmetro. Composicionalmente são constituídos por álcali-feldspato granitos, biotita-granitos, hornblenda-granitos e sienogranitos. Essas rochas exibem algumas características rapakivíticas e vocação metalogenética estanífera.

5.1.5 CORPOS INTRUSIVOS MESOZÓICOS

Segundo BRASIL. Projeto RADAM-BRASIL (1975), os corpos intrusivos mesozóicos ocorrem sob a forma de diques, os quais estão agrupados sob a denominação de Diabásio Cururu. Os diques distribuem-se na porção cratônica enfocada e estão cortando as diversas unidades estratigráficas mencionadas. Exibem comprimentos de poucas dezenas de metros, com espessura de 20 a 50 m e com mergulhos sub-verticais. Estão dispostos predominantemente segundo as direções NNE-SSW, NW-SE e E-W, obedecendo as principais direções de fraqueza estrutural. Tratam-se predominantemente de augita-diabásios, com textura ofítica a sub-ofítica.

5.1.6 COBERTURAS CENOZÓICAS

As coberturas sedimentares cenozóicas são freqüentemente observadas por toda a região da serra da Onça. Ocorrem em forma de camadas que se assentam discordantemente sobre as diversas unidades estratigráficas. Podem ser divididas em dois grupos, sendo um de natureza laterítica e o outro colúvio-aluvionar.

As coberturas cenozóicas lateríticas estão representadas por crostas ferruginosas, as quais ocupam as regiões topograficamente elevadas e são consideradas como de idade terciária inferior. Os depósitos coluvionares e aluvionares são mais freqüentes, considerados de idade quaternária, e estão associados às encostas e ao atual sistema de drenagem, respectivamente.

5.2 EVOLUÇÃO LITOESTRUTURAL

Entre as mais antigas evidências geológicas detectadas nessa porção do Cráton Amazônico salientam-se os zircões de metavulcânicas ácidas (Supergrupo Andorinhas) pertencentes ao Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará. Esses minerais foram datados por Pimentel & Machado (1994), pelo método Pb/Pb e forneceram uma idade de 2,97 Ga, o que corresponde ao Arqueano Superior. De acordo com CPRM (1997) ainda nessa época, na região ao sul de Tucumã, no domínio da

unidade granito-greenstone desenvolveram-se processos distensivos, que resultaram em adelgaçamento crustal e embaciamento o qual acolheu a seqüência vulcano-sedimentar que originou o Grupo Tucumã. O vulcanismo foi predominantemente máfico, com intercalações de pulsos ultramáficos nos primeiros estágios e derrames félsicos nos estágios finais. As atividades vulcânicas foram gradativamente intercaladas e substituídas por sedimentação química e detrítica, atestada pelas camadas de BIF e de quartzitos.

Nos estágios finais da sedimentação, ocorreu intensa atividade granitogênica, cujos produtos atuais estão representados pelo Granodiorito Rio Maria. Estudos geocronológicos efetuados por Macambira & Lancelot (1991) revelaram que a colocação desses corpos efetuou-se há 2,87 Ga. Esses maciços graníticos alojaram-se nas rochas do Grupo Tucumã, deformando-as, deslocando-as e, em alguns casos, fragmentando-as.

Para a região de São Félix do Xingu-Tucumã, Costa et al. (1993) citam que “durante a fase de transtensão, provavelmente instalaram-se pequenas bacias separadas por segmentos retos e por corpos de granitóides.” Ainda segundo os mencionados autores seguiu-se uma “fase de transpressão, ligada à atuação de um binário dextral WNW-ESE, e impôs inversão das bacias, com conseqüente deformação das unidades de rochas supracrustais e dos granitóides adjacentes.” A inversão da antiga bacia Tucumã efetuou-se em um regime de cavalgamento oblíquo, com o estabelecimento de zonas de transcorrências e de cisalhamentos dúcteis. Essas feições foram organizadas em um contexto de hemiflores positivas. O quadro evolutivo descrito, juntamente com a sucessão estratigráfica observada e a configuração anastomosada apresentada pelos granitóides e pelas supracrustais, conferem para essa porção cratônica um padrão característico dos *greenstone belts*.

Ainda no Arqueano Superior, de acordo com CPRM (1991), as forças compressivas oblíquas atuando NE-SW produziram movimentos cavalgantes, que resul-

taram no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Este, disposto segundo a direção E-W, é caracterizado por movimentação sinistral e com deslocamento de massas de SW para NE. O cisalhamento atingiu as rochas pré-existentes, particularmente as constituintes do descrito *greenstone belt*. O movimento cavalgante atingiu grandes profundidades crustais, envolvendo grandes volumes rochosos, inclusive atingindo a crosta inferior, a qual foi fragmentada e alçada a níveis crustais superiores, estando atualmente representada pelo Complexo Pium.

Grandes porções das seqüências metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* foram afetadas pelos movimentos cavalgante-cisalhantes. Em consequência, foram fragmentadas, retrabalhadas e rotacionadas para a direção geral (E-W) e, atualmente, estão representadas pelas faixas do Grupo Sapucaia.

O evento cisalhante atingiu indiscriminadamente os granitóides pré-existentes e resultou em grandes extensões de rochas gnáissicas e migmatíticas, as quais constituem atualmente o Complexo Xingu. Estudos geocronológicos efetuados por Pimentel & Machado (1994), revelaram para o Complexo Xingu uma idade de 2,97 Ga.

Os estágios finais da evolução do Cinturão Itacaiúnas corresponderam à implantação de grandes embaciamentos transcorrentes E-W, que abrigam as rochas dos grupos Grão-Pará, Aquiri e São Sebastião. Concomitante ou posteriormente ao desenvolvimento das transcorrências E-W, implantaram-se as bacias transcorrentes N-S, atualmente representadas pelo Grupo São Félix. Nos citados embaciamentos, verificou-se uma sedimentação clástica e química, associada a um vulcanismo basáltico, com subordinadas participações félsicas e ultramáficas.

Relacionado ainda ao Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, está o Granito Plaquê. Os estudos desenvolvidos por Araújo et al. (1988) e Macambira et al. (1996) sugerem *emplacement* em condições magma-tectônicas, sincinemática a tardicinemática, de natureza sincolisional, em regime

de cisalhamento dúctil. Segundo os autores, o granito é produto de fusão parcial de protólitos do Complexo Xingu, por ocasião da instalação do Cinturão Itacaiúnas. Recentes estudos geocronológicos efetuados por Avelar (1996) revelaram para a unidade Plaquê uma idade de 2.729 ± 29 Ma.

Ao final do Arqueano encerraram-se os movimentos compressivos e, com o início do Proterozóico, retornou o regime distensivo. Costa et al. (1991) sugerem que as anisotropias criadas pelos eventos arqueanos (fraturas e zonas de cisalhamento) devem ter facilitado a implantação de estruturas extensionais. Esses movimentos atingiram toda a porção cratônica em estudo porém, com maior intensidade, a região do rio Xingu, onde se implantou a Bacia do Médio Xingu. Essa caracteriza-se por derrames de natureza andesítica, da Formação Sobreiro, seguidos de vulcanismo ácido que gerou a Formação Iriri. Posteriormente, ocorreu uma sedimentação detrítica plataformar, da Formação Triunfo.

Ainda segundo os mencionados autores, o estiramento sofrido por essa porção da crosta permitiu a reativação e anisotropias crustais. Essas, sincronicamente com o adelgaçamento litosférico, causaram a ascensão dos produtos ígneos, os quais geraram corpos magmáticos. Os frutos desse mecanismo seriam os corpos da Suíte Intrusiva Cateté, o Granito Parauari e os diversos maciços graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

No Mesozóico verificou-se uma retomada dos movimentos distensivos e a reativação de antigas zonas de fraqueza crustal. Em consequência, verifica-se a recorrência de magmatismo básico, atestado pelos diques do Diabásio Cururu. Datações efetuadas por Basei (1973), Amaral (1974) e BRASIL. Projeto RADAM (1975), em diabásios do Cráton Amazônico, forneceram idades que oscilaram entre 134 e 222 Ma. Estes valores abrangem do Neo-Paleozóico ao Eo-Cretáceo, predominando entretanto, os situados no Mesozóico.

Concluindo o quadro evolutivo, o Cenozóico foi caracterizado pelo desenvol-

vimento de extensas coberturas lateríticas e de depósitos colúvio-aluvionares relacio-

nados, respectivamente, à implantação das superfícies erosivas terciárias e ao estabelecimento do atual sistema de drenagem.

6 - Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça

6.1 GENERALIDADES

A área em estudo abrange cerca de 140 km² delimitada pelos meridianos 51° 02' 00" e 51° 17' 00" longitude oeste e pelos paralelos 6° 33' 00" e 6° 36' 30" de latitude sul (**Figura 5**).

A serra da Onça, também conhecida como serra da Mutuquinha, constitui um corpo longitudinal de cerca de 25 km de extensão, disposto segundo a direção leste-oeste. A largura do corpo é variável, medindo aproximadamente 4 km na sua extremidade oeste e estreitando-se gradativamente para leste (**Figura 5**).

De acordo com a base planimétrica (SB.22.Y-B-VI), elaborada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, o ponto culminante da serra da Onça possui 559 m de altitude. A serra apresenta um desnível topográfico médio da ordem de 150 m em relação às áreas aplainadas circunvizinhas e possui as maiores altitudes localizadas na sua porção ocidental. O relevo é do tipo *cuesta* com as frentes voltadas para o norte.

A porção ocidental da serra da Onça é delimitada pelo inflúvio formado pelos igarapés Mogno e Paxiubal, ambos afluentes do igarapé Carapanã, que deságua no rio Xingu. A porção oriental da região em estudo é banhada por afluentes menores da margem esquerda do rio Cateté.

Baseado no Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira (SUDAM, 1984), e de acordo com a classificação de Köppen (1948), a região de trabalho apresenta um clima do tipo Am, ou seja, um clima tropical úmido, com a temperatura média do mês mais frio nunca inferior a 18° C. É um clima de monção com intensas precipitações durante alguns meses, compensadas por um ou dois meses com a precipitação inferior a 60 mm. A precipitação média anual situa-se em torno de 2.000 mm e a temperatura média anual de 24 a 25° C.

O domínio da serra da Onça exibe uma cobertura vegetal típica de floresta tropical, com árvores de grande porte e variadas espécies, muitas delas de valor econômico. Segundo o Mapa Fitoecológico elaborado por Veloso et al. (1974) predomina na região a vegetação do tipo Floresta Aberta Latifoliada. Salienta-se que nas porções topograficamente mais elevadas, a vegetação é menos desenvolvida, com predominância de árvores de menor porte associadas a uma Mata de Cipoal. Observa-se, também, que a vegetação nativa está sendo gradativamente substituída por pastagens e culturas.

O manto de alteração intempérica, desenvolvido sobre as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça é um solo do tipo Latossolo Escuro. Está constituído por um horizonte A, de coloração marrom-avermelhada, com cerca de 30 cm de espessura, argiloso, plástico e rico em matéria orgânica; um horizonte B com espessura entre 1 a 2 m, exibindo uma tonalidade marrom-avermelhada escura, argiloso, e uma estrutura moderada em blocos sub-angulosos; um horizonte C, pouco espesso (30 a 50 cm), de coloração cinza-avermelhada, argiloso, plástico e preservando estruturas da rocha-mãe. As rochas encaixantes do corpo máfico-ultramáfico (gnaisses, migmatitos e granitos) evoluem para um latossolo vermelho-amarelo, profundo, com um horizonte A (25 cm) exibindo tonalidades amareladas, de natureza argilo-arenosa, friável e com maior conteúdo de matéria orgânica na sua porção superior; um horizonte B de espessura superior a 1,5 m, maciço, friável, argilo-arenoso, e de coloração amarronzada; um horizonte C, com espessura superior a 1 m, areno-argiloso, maciço, friável, apresentando uma tonalidade vermelho-amarelada e conservando, localmente, texturas da rocha-mãe.

6.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça está situado no domínio imbricado do Cinturão de Cisalhamento Ita-

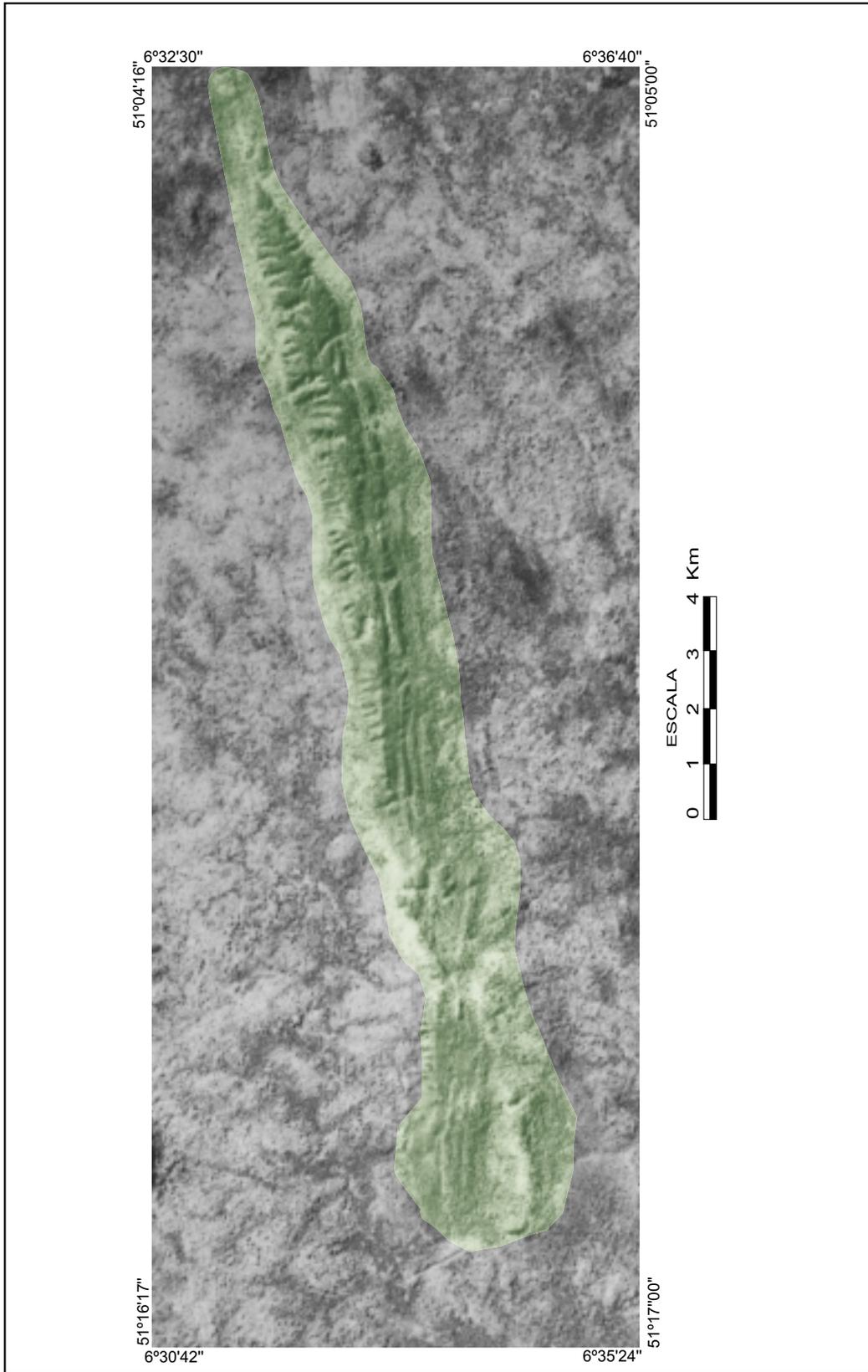


Figura 5 - Imagem de Satélite Landsat, Canal 4, Serra da Onça

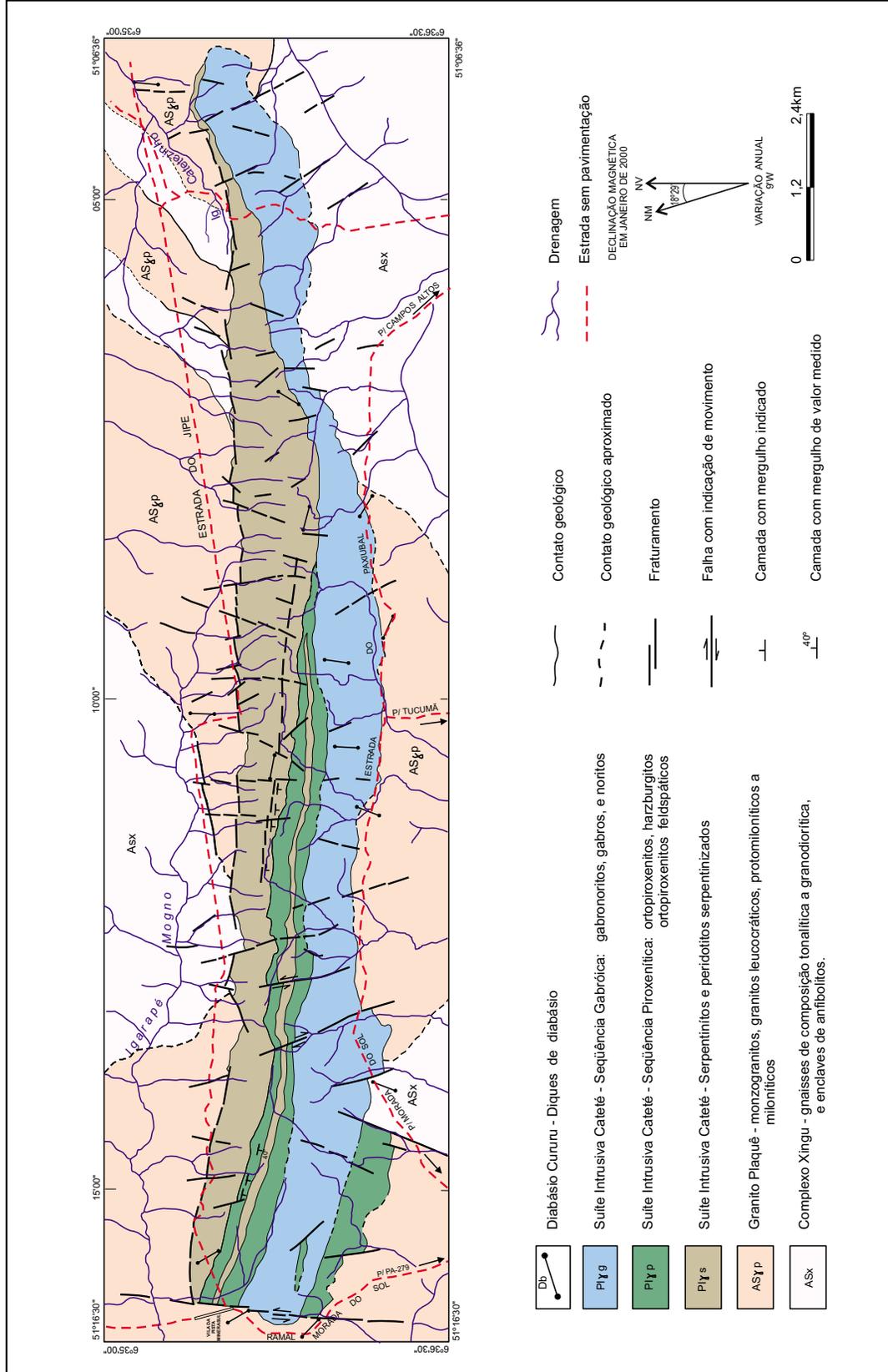


Figura 6 - Mapa Geológico do Corpo Máfico - Ultramáfico da Serra da Onça

caiuínas. Apresenta-se, em superfície, como um corpo alongado segundo a direção E-W e concordante com a estruturação do cinturão. O acamadamento do corpo apresenta mergulho de 40° - 45° para sul.

As rochas encaixantes do CMSO são constituídas pelo Granito Plaquê e pelo Complexo Xingu (**Figura 6**). O CMSO é constituído, da base para o topo, por serpentinitos, piroxenitos e gabros. Em ordem de abundância, verificou-se que os gabros são os litotipos dominantes, seguidos pelos serpentinitos e pelos piroxenitos. Esses tipos litológicos ocorrem em forma de faixas paralelas acompanhando a direção E-W do corpo. Verifica-se também que as camadas de rochas serpentínicas e piroxeníticas se repetem ao longo do empilhamento estratigráfico. Localmente foram observados pequenos corpos monzoníticos, não mapeáveis na escala do trabalho.

Em diversos pontos da área da pesquisa, encontram-se diques de diabásio que foram divididos em dois grupos: um associado ao CMSO e o outro grupo relacionado ao Diabásio Cururu.

Finalmente, compondo o arcabouço geológico da área da serra da Onça, são observados fragmentos de crostas lateríticas terciárias e depósitos aluvionares, de idade quaternária.

6.3 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

6.3.1 COMPLEXO XINGU

Essa unidade aflora a sudeste da serra da Onça, na bacia do igarapé Mogno e em pequenas porções nos quadrantes NE e SW da área (**Figura 7**). As rochas do Complexo Xingu mantêm contato com o Granito Plaquê e com o CMSO. No primeiro caso, é feito através de zonas de cisalhamento dúctil e, no segundo caso, o contato é de natureza intrusiva.

O Complexo Xingu compõe-se de rochas gnáissicas, de coloração cinza clara a cinza escura, faneríticas, de granulação fina a grossa, que exibem estruturas foliadas a bandadas. Observam-se, também, migmatitos com suas típicas estruturas em

estágios metatexiticos e diatexiticos. Essas rochas possuem textura granoblástica a granonematoblástica e mostram uma generalizada deformação milonítica. São constituídas por plagioclásio + quartzo + microclina + biotita ± hornblenda ± muscovita ± epidoto ± opacos ± titanita ± apatita ± zircão, em ordem decrescente de abundância. Segundo a classificação de Streckeisen (1976), exibem uma composição tonalítica e granodiorítica.

O plagioclásio é do tipo oligoclásio (An=15 a 25%), apresenta-se raramente zonado e encontra-se parcialmente saussuritizado e sericitizado. Às vezes, o plagioclásio exibe geminação curvada e microfahada, como consequência dos processos dúcteis e rúpteis, respectivamente.

O quartzo ocorre em cristais hipidioblásticos a xenoblásticos e mostra geralmente granulação média a fina; localmente, os cristais apresentam-se achatados e estirados desenvolvendo formas do tipo *ribbon*.

A microclina constitui ocelos e ocorre em cristais límpidos e não alterados. Encontra-se em proporções subordinadas nos tonalitos e nos granodioritos, porém, localmente, apresenta-se em maior quantidade, caracterizando tipos graníticos.

A biotita e a muscovita ocorrem intimamente associadas e constituem delgados leitos que contornam os cristais ocelares de feldspatos e definem os planos de foliação milonítica.

A hornblenda é do tipo hastingsita e ocorre como mineral varietal, de ocorrência localizada, sendo geralmente associada à biotita, para a qual se altera gradativamente. Apatita, opacos, titanita e zircão estão presentes como minerais acessórios, em cristais sub-milimétricos dispersos na rocha, porém encontram-se com maior frequência, associados aos minerais máficos.

Associados aos gnáisses e migmatitos observam-se enclaves de anfibolitos, de formas lenticulares e de dimensões centimétricas a métricas. Tratam-se de

rochas de tonalidade cinza escura, de granulação fina e aspecto anisotrópico, constituídas por hornblenda, plagioclásio, epidoto, biotita, quartzo e opacos.

Na porção noroeste da área, associados às rochas do Complexo Xingu, são observados corpos de enderbitos, não mapeáveis na escala do presente trabalho e que não se enquadram litologicamente no Complexo Xingu. Eles assemelham-se aos granulitos do Complexo Pium, o qual ocorre não tão distante da serra da Onça (15 km na direção NE), tendo sido envolvidos com o Complexo Xingu na implantação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Portanto, é possível que aqueles corpos sejam porções remanescentes da unidade Pium, estruturalmente associadas ao Complexo Xingu.

6.3.2 GRANITO PLAQUÊ

O Granito Plaquê é a unidade estratigráfica encaixante do Complexo da Serra da Onça que ocupa a maior extensão no polígono da pesquisa (**Figura 6**). Ocorre nas bordas sul e norte do CMSO mas, principalmente, na sua porção oeste. O contato é feito através de falhas na borda norte e na região oeste do corpo máfico-ultramáfico, porém é intrusivo na sua borda sul e na extremidade oriental.

As rochas da unidade Plaquê são leucocráticas a hololeucocráticas, de coloração cinza-clara a rosa-cinza e granulação média a grossa (**Figura 8**). Predomina a textura granolepidoblástica, sendo subordinada a textura porfiroclástica, caracterizada pela presença de ocelos de feldspato rotacionados imersos em matriz fina, de natureza quartzo-feldspática, altamente cominuída e recristalizada, característica dos estágios protomilonítico a milonítico. Essas rochas são constituídas por microclina + plagioclásio + quartzo + biotita + muscovita ± hornblenda ± titanita ± clorita + epidoto + apatita + opacos + alanita + zircão.

A microclina apresenta-se em cristais subidioblásticos, de dimensão milimétrica, geralmente límpidos e não alterados, que exibem uma geminação polisintética do tipo xadrez. Os cristais de

microclina apresentam triclinicidade moderada a alta e feições de deformação tais como, cristais estirados e do tipo *ribbon*, recristalização nas bordas dos cristais, perda de geminação, fraturamento, etc.

O plagioclásio é albita-oligoclásio (An = 5 a 25%) e ocorre em cristais hipidioblásticos a idioblásticos, geralmente constituindo fenoclastos rotacionados. Os cristais mostram-se parcialmente sericitizados e saussuritizados e, localmente, exibem uma incipiente microclinização.

O quartzo apresenta-se normalmente em agregados policristalinos, milimétricos a sub-milimétricos, e mostra sinais de recristalização. Palhetas de muscovita e biotita (cloritizada ou não) ocorrem intimamente associadas, sublinhando a foliação milonítica. Hornblenda, titanita, apatita, zircão, alanita e opacos, ocorrem como minerais acessórios dispersos na massa rochosa.

De acordo com a assembléia mineralógica descrita e utilizando-se a classificação de Streckeisen (1976), admite-se para a unidade Plaquê, uma natureza predominantemente monzogranítica

6.3.3 SUÍTE INTRUSIVA CATETÉ

Na área enfocada, a Suíte Intrusiva Cateté está representada pelo Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, que consiste de seqüência máfico-ultramáfica, acamadada, composta principalmente por serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos.

Os serpentinitos ocupam as porções basal e intermediária do empilhamento estratigráfico e ocorrem sob a forma de duas faixas aflorantes (**Figura 7**). A faixa serpentinitica inferior, está em contato basal com as rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê, e encontra-se sobreposta por piroxenitos e gabronoritos. Apresenta largura variável, sendo que na extremidade leste não alcança 10 m. A largura aumenta em direção à porção oeste onde atinge valores de cerca de 1 km.

A outra faixa serpentinitica apresenta largura menor, em torno de 200 m e

desenvolve-se por cerca de 12 km a partir da extremidade oeste do CMSO. Ocupa

posição estratigráfica intermediária e se encontra confinada por rochas piroxeníticas.



Figura 7: Vista panorâmica da serra da Onça. Em primeiro plano afloramentos do Complexo Xingu e, ao fundo, o complexo máfico-ultramáfico.



Figura 8: Grandes blocos do Granito Plaquê situados na borda sul do Complexo da Serra da Onça.

Com base na largura das faixas aflorantes e considerando um mergulho de 45°, estima-se para a faixa inferior uma espessura média de 420 m e para a superior, 140 m.

Salienta-se também que pequenas faixas serpentínicas, não mapeáveis na presente escala de trabalho, foram detectadas na região oeste do CMSO, no contato das rochas gabronoríticas com os piroxenitos.

Sob o ponto de vista petrográfico, o serpentinito é constituído por lizardita e crisotila. Associados aos serpentinitos são observados peridotitos serpentinizados de tonalidade cinza-escuro, geralmente de granulação média, constituídos por cristais cúmulus reliquiares de olivina e de piroxênio intercúmulus.

Os piroxenitos ocorrem nas posições média e superior do CMSO, como camadas paralelas dispostas segundo a direção geral do corpo máfico-ultramáfico (E-W), localizadas nas porções centro-noroeste e sudeste do complexo (**Figura 6**).

A camada de piroxenito, situada na porção centro-noroeste, apresenta cerca de 13 km de comprimento, constituindo duas faixas alongadas, que envolvem uma camada de serpentinito e unindo-se na porção central do complexo. Estratigraficamente são limitadas a norte (base) por serpentinitos e a sul (topo) por gabronoritos.

A outra camada de piroxenito, localizada na porção SW do corpo máfico-ultramáfico, apresenta cerca de 3,5 km de extensão. Constitui o topo da seqüência estratigráfica e está sobreposta aos gabronoritos e em contato com a encaixante representada pelo Granito Plaquê.

As mencionadas faixas possuem uma largura aflorante de 200 e 500 m e uma espessura média de 250 m.

Salienta-se ainda a presença de pequenas lentes de piroxenitos, sem representatividade na escala de trabalho, locali-

zadas na porção inferior da seqüência gabróica.

Os piroxenitos caracterizam-se por uma grande homogeneidade textural e mineralógica, observada ao longo das faixas aflorantes e dos corpos lenticulares. São constituídos de bronzititos, bronzititos feldspáticos, websteritos e websteritos feldspáticos. Nessas rochas foram observadas a presença de bronzita, hiperstênio, diopsídio, augita, plagioclásio e minerais opacos.

As rochas gabróicas são as mais abundantes e ocupam a porção superior do empilhamento estratigráfico do CMSO. Constituem uma faixa E-W paralela aos demais tipos litológicos e disposta ao longo dos 25 km do corpo máfico-ultramáfico. Possuem uma largura aflorante que oscila entre 600 e 2.000 m, com média de 1.300 m. Sua espessura pode ser estimada em torno de 920 m.

Essa seqüência gabróica é composta predominantemente por gabronoritos e com pequenas participações de leucogabronoritos, noritos e gabros. As rochas gabróicas assentam-se de maneira concordante sobre os piroxenitos e os serpentinitos, e em contato discordante com as encaixantes do Complexo Xingu e do Granito Plaquê. Na porção oeste do CMSO, os litotipos gabróicos são sobrepostos por piroxenitos.

As rochas monzoníticas são raramente observadas e constituem pequenos corpos, com dimensões aflorantes inferiores a 30 m, ocorrendo junto às rochas serpentínicas e gabronoríticas, sem evidenciar um controle estrutural ou estratigráfico.

Os diabásios são constituintes subordinados e ocorrem como diques intrusivos nas diversas unidades do CMSO. Correspondem a corpos aparentemente descontínuos de até 50 m de comprimento e espessura inferior a 15 m. Têm posição subvertical e estão orientados segundo NW-SE e NE-SW e, mais raramente, nas direções N-S e E-W.

Os contatos entre os litotipos descritos não foram observados devido à es-

peça cobertura de solo e de vegetação. Entretanto, a proximidade de afloramentos dos diferentes litótipos sugere contatos bruscos.

6.3.4 DIABÁSIO CURURU

O Diabásio Cururu ocorre sob a forma de diques encaixados nas diversas unidades estratigráficas citadas anteriormente, incluindo o Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. São diques de pequenas dimensões, geralmente com espessura inferior a 10 m, cujo comprimento, em afloramento, não ultrapassa 50 m. Normalmente estão dispostos segundo as direções NNW-SSE e NNE-SSW, obedecendo aos principais *trends* regionais.

Tratam-se de rochas mesocráticas a melanocráticas, de cor cinza médio a cinza escuro, faneríticas, isotrópicas, equigranulares e de granulação fina. Exibem predominantemente textura ofítica a subofítica. Localmente, são observados inter-crescimentos granofíricos em diferentes estágios de desenvolvimento. Os diabásios são constituídos, por augita, plagioclásio, hornblenda, biotita, apatita e opacos. A augita normalmente apresenta-se em cristais subédricos, submilimétricos e mostra transformação gradativa para hornblenda e/ou biotita. O plagioclásio, do tipo labradorita, (An = 55 a 70%), é parcialmente sericitizado e ocorre geralmente em cristais subédricos, embora, às vezes, exiba hábito ripiforme. A hornblenda encontra-se intimamente associada com o mencionado piroxênio, como produto de uralitização e, ocasionalmente, altera-se parcialmente para biotita. Os minerais opacos exibem feições esqueléticas e a apatita apresenta-se em diminutos cristais aciculares.

6.3.5 COBERTURA LATERÍTICA

Tanto no domínio do complexo máfico-ultramáfico, como no das rochas encaixantes, foram observados vestígios de cobertura laterítica. Tratam-se de blocos e matacões, constituídos de crosta laterítica, de forma sub-arredondada a sub-poliedral, de até 2 m de comprimento.

Embora os produtos lateríticos estejam amplamente distribuídos na área de pesquisa, eles são mais abundantes no domínio dos serpentinitos e nas zonas topograficamente mais elevadas. Foram distinguidos dois tipos de cobertura laterítica. O primeiro corresponde à cobertura desenvolvida sobre as rochas de composição granítica. Nele se observa, da base para o topo: um horizonte inferior argiloso, de coloração branco-amarelada, de composição caulínica; um horizonte mosqueado, de coloração branco-amarelada, com manchas (nódulos) de cor marrom e vermelho e, finalmente, uma crosta ferruginosa. O perfil sobre as rochas máfico-ultramáficas é mais simples e consiste de um horizonte saprolítico capeado por uma crosta ferruginosa. Estudos mais detalhados do manto laterítico desenvolvido sobre as rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça foram executados por Heim & Castro Filho (1986), que identificaram 5 tipos de perfis.

Dos horizontes lateríticos, a crosta sobre as rochas máfico-ultramáficas mereceu maior atenção pelo fato de estar melhor exposta e pela possibilidade de conter mineralizações supergênicas de EGP (Bowles, 1986). Ela exibe ampla variedade de tonalidades nas cores amarelo, vermelho e marrom. De uma maneira geral, repousam sobre as rochas graníticas as crostas de coloração amarelada, enquanto que sobre as rochas máfico-ultramáficas a cobertura exibe preferencialmente cor marrom. As estruturas variam bastante, salientando-se a pseudo-psolítica, a cavernosa e a colunar. A laterita é constituída por hematita, goethita, goethita aluminosa e, ocasionalmente, gibbsita. Constata-se também, em diversos locais, a presença de óxidos e hidróxidos de manganês. Observa-se ainda a presença de quartzo residual sob a forma de grãos milimétricos.

6.4 PANORAMA ESTRUTURAL

No contexto do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o CMSO encontra-se encaixado em uma zona de cisalhamento dúctil e é concordante com a sua estruturação.

Observa-se claramente nas fotografias aéreas que as camadas que constituem o CMSO mergulham para sul. Nas exposições de serpentinitos e piroxenitos situadas no topo da serra, pode ser medido um mergulho de 40 a 50° para sul (**Figura 9**). Nos grandes aflora-

mentos constituídos por piroxenitos grossos, a disposição dos cristais de piroxênio também sugere tal posicionamento. Acrescenta-se ainda que os trabalhos de Heim & Castro Filho (1986) assinalam a mesma posição estrutural.



Figura 9: Afloramento de piroxenito onde se evidencia o mergulho de 40° a 50° para sul.

Durante o mapeamento geológico da Folha São Félix do Xingu (CPRM, 1997), foi executado um perfil gravimétrico, transversalmente à direção geral da serra da Onça. A interpretação dos dados geofísicos demonstrou que o CMSO apresenta nítido mergulho para sul, exibe forma tabular (*sill*) e espessura uniforme. Considerando para o corpo máfico-ultramáfico uma largura média aflorante de 3.500 m e um mergulho de 45°, pode-se estimar que sua espessura seja em torno de 2.500 m.

A foliação milonítica impressa nas rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaqué apresenta, em diversos afloramentos situados próximos ao CMSO, uma direção E-W e um mergulho de 70 a 80° para norte, o que evidencia uma discordância estrutural entre esse complexo e as formações encaixantes (**Figura 10**).

As mais importantes feições estru-

turais na área do CMSO são as deformações rúpteis, representadas por falhas e fraturas, as quais apresentam uma ampla distribuição tanto no domínio das rochas encaixantes, como no domínio do corpo máfico-ultramáfico. Todavia, verifica-se uma maior concentração dessas estruturas na porção oeste da serra da Onça.

No que se refere à orientação dos feixes de falhas e fraturas, foram distinguidas três direções principais, NNW-SSE, NNE-SSW e E-W. O mergulho dessas feições, na maioria dos casos, parece ser subvertical. Quanto aos rejeitos horizontais, esses geralmente não ultrapassam poucas dezenas de metros. No que se refere à idade relativa dos feixes de falhas, observa-se que as de direção E-W são as mais antigas, visto que as feições de direções NNW-SSE e NNE-SSW geralmente interceptam as de direção E-W.

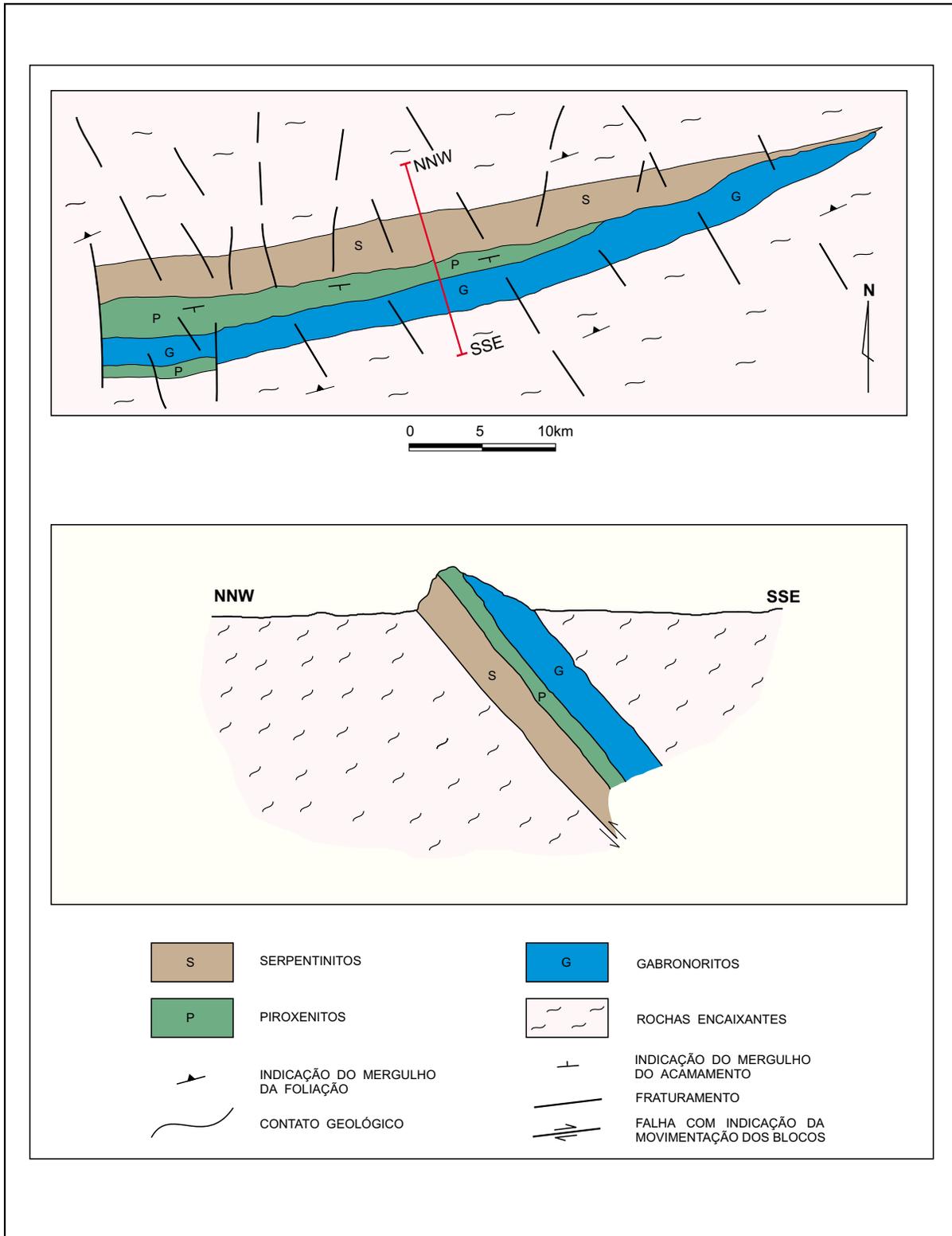


Figura 10 - Arranjo Estrutural Esquemático do Complexo Máfico - Ultramáfico da Serra da Onça

Uma falha de direção NNW-SSE trunca a extremidade oeste do CMSO e apresenta uma extensão mapeável de cerca de 6 km, sendo interpretada como uma falha normal com o bloco oeste rebaixado.

Outra falha que merece destaque é a que limita a borda norte do CMSO (**Figura 6**). Essa falha acompanha todo o corpo máfico-ultramáfico, dispõe-se segundo a direção E-W e mergulha cerca de 40° a 50° para sul. Trata-se de uma falha de empurrão e sua presença é caracterizada por serpentinitos cataclásicos.

Conforme pode ser observado no mapa geológico da área da serra da Onça (**Figura 6**), as demais falhas são de pequena extensão (inferiores a 2 km), com pequenos rejeitos horizontais que algumas vezes truncam e/ou deslocam as camadas rochosas. Essas estruturas são consideradas como sendo do tipo normal.

Algumas dessas falhas, em particular a que limita a porção oeste do CMSO, encontra-se preenchida por quartzo leitoso. Ocorre sob a forma de pequenos veios (inferiores a 1 m) e vênulas, que afloram por quase toda a extensão da falha.

De acordo com as observações de campo e baseado em estudos regionais efetuados por Costa et al. (1993) e CPRM (1997), como consequência do estiramento máximo na direção NE-SW, as falhas situadas no quadrante NW são do tipo normal, enquanto as do quadrante NE, são falhas de transferência.

6.5 PETROGRAFIA

6.5.1 GENERALIDADES

Este estudo está baseado na análise detalhada de 75 lâminas delgadas e de 15 seções polidas. As conceituações e classificações utilizadas foram as estabelecidas por Wager et al. (1960), Streckeisen (1973 e 1976) e Irvine (1982). Com o intuito de se obter uma exata classificação petrográfica, foram efetuadas 23 análises modais dos litotipos mais representativos que compõem o CMSO. Para estimar-se a composição dos plagioclásios foi utilizado o método Michel-Levy.

O estudo petrográfico foi facilitado pela relativa abundância de afloramentos na área da serra da Onça. As exposições são, normalmente, sob a forma de blocos e de matacões. Os piroxenitos e os gabros puderam ser melhor estudados em vista de ocorrerem preservados, enquanto que os serpentinitos geralmente apresentam-se intemperizados.

No contexto petrográfico, o que se destaca em primeiro lugar é a homogeneidade textural e mineralógica dos diversos ao longo dos 25 km do corpo máfico-ultramáfico. Portanto, as variações petrográficas são observadas, essencialmente, no sentido transversal ao CMSO.

Objetivando o melhor entendimento da evolução mineralógico-petrográfica, o estudo das unidades litológicas é apresentado segundo o empilhamento estratigráfico, ou sejam: serpentinitos, piroxenitos, gabros, monzonitos e diabásios.

6.5.2 SERPENTINITOS

Sob o ponto de vista petrográfico, as duas faixas serpentiniticas (**Figura 6**) apresentam uma grande semelhança textural e mineralógica, configurando um padrão bastante homogêneo. Apenas difere desse padrão o contato com as rochas encaixantes, caracterizado por uma zona de tectonismo rúptil, representado por rochas bastante fraturadas (**Figura 11**), com as fraturas dispostas principalmente segundo a direção E-W. Em consequência, apresentam uma foliação milimétrica a centimétrica, descontínua, formada pela alternância de minerais serpentiniticos e opacos (óxido de ferro). Algumas dessas fraturas, particularmente as situadas na porção oeste do CMSO, encontram-se preenchidas por veios e vênulas de calcedônia e crisoprásio (Costa et al., 1994) (**Figura 12**).

Os serpentinitos quando intemperizados exibem tonalidades amarron-



Figura 11: Amostra de um serpentinito fraturado típico de zona de tectonismo rúptil, situado no contato com as rochas encaixantes.



Figura 12: Veios de calcedônia/ crisoprásio que ocorrem na porção basal dos serpentinitos. O crisoprásio possui propriedades gemológicas.

zadas, marrom-amareladas, marrom-esverdeadas e cinza-amarronzadas (**Figura 13**). Quando preservados apresentam as cores cinza-escuro a verde escuro e marrom-escuro. Tratam-se de rochas holocristalinas, melanocráticas a ultramelanocráticas, faneríticas, inequigranulares e de granulação fina a média. Normalmente exibem aspecto maciço e homogêneo porém, às vezes foram observados aspectos cataclásticos. Localmente também foram constatadas vênulas de asbestos no serpentinito (**Figura 13**).

No estudo petrográfico, constatou-se que essas rochas apresentam diferentes graus de serpentinização, variando desde exemplares inteiramente formados por massas serpentiniticas até os constituídos por cristais reliquiares de olivina e piroxênios. Considera-se, portanto, que serpentinitos são peridotitos que sofreram diferentes graus de serpentinização.

Os minerais cúmulus-reliquiares são sobretudo olivina (com percentagem modal superior a 80%), piroxênio e espinélio cromífero. Como minerais intercúmulus foram identificados clino e ortopiroxênios. As rochas mais preservadas da serpentinização exibem texturas ortocumuláticas a adumuláticas (**Figuras 14 e 15**).

A olivina ocorre em formas reliquiares e pseudomorfas. São grãos de 0,2 a 3,0 mm, euédricos a subédricos, frequentemente sub-arredondados e, moderadamente fraturados. Os cristais cúmulus de olivina exibem bordas retilíneas, contatos poligonizados e atectônicos sem qualquer evidência de metamorfismo ou deformação. É também notável a presença de junção tríplice, sugerindo uma lenta cristalização a partir de um magma em altas temperaturas. A serpentinização dos cristais de olivina produziu serpentina e magnetita.

Os piroxênios foram mais afetados pelos processos de serpentinização do que a olivina, porém ainda é possível reconhecer cristais preservados, sob a forma de pseudomorfos. Os cristais cúmulus ocorrem geralmente sob a forma euédrica a subédrica, ou mesmo tabulares, com as mesmas dimensões que os cristais de oli-

vina. Entretanto, os intercúmulus apresentam-se anédricos e moldados aos espaços intergranulares (**Figura 15**). Baseado em propriedades ótico-cristalográficas, foram reconhecidos o clino e ortopiroxênio. Este último é o tipo dominante, representado pela bronzita, enquanto os clinopiroxênios exibem características óticas do diopsídio. Iguamente às olivinas, como resultado do processo de serpentinização, os piroxênios foram transformados em serpentina e magnetita. Destacam-se raros cristais de bronzita na forma de lamelas de exsolução no clinopiroxênio.

O espinélio cromífero (**Figura 16**), caracterizado como picotita, encontra-se disperso na rocha e constitui menos do que 0,5% do volume da rocha embora, localmente, ocorra em concentrações maiores. Apresenta-se sob a forma de cristais euédricos, de 0,1 a 0,4 mm, inclusos ou bordejando os cristais de olivina e como grãos isolados dispersos no material intercúmulus (**Figura 15**) ou na massa serpentinitica (**Figura 16**). Observam-se grãos de espinélio cromífero fraturados, com a serpentina preenchendo as fraturas.

A magnetita é um mineral acessório bastante freqüente, apresentando-se, geralmente, em cristais subédricos, de 1,0 a 2,5 mm. Mostra-se, também, na forma de uma "fina poeira" na massa serpentinitica, nas fraturas e nas bordas dos grãos reliquiares ou pseudomorfos de olivina, nas fraturas e clivagens dos piroxênios e na forma de filmes descontínuos na massa serpentinitica, dispostos paralelamente ao padrão de fraturamento. Alguns cristais de magnetita estão substituídos por hematita.

A serpentina constitui a fase mais abundante como produto do intenso e amplo processo de serpentinização que atuou nos protólitos peridotíticos da serra da Onça. Distinguem-se dois tipos de serpentina. A lizardita é a mais abundante, constitui uma massa homogênea exibindo uma textura *mesh* e caracteriza os serpentinitos intensamente transformados (**Figuras 17 e 18**). A crisotila, por sua vez, preenche fraturas nos cristais de olivina, piroxênio e na massa de lizardita. Os veios de crisotila são bordejados por micrométricos



Figura 13: Bloco de serpentinito intensamente fraturado e com vênulas de asbesto.

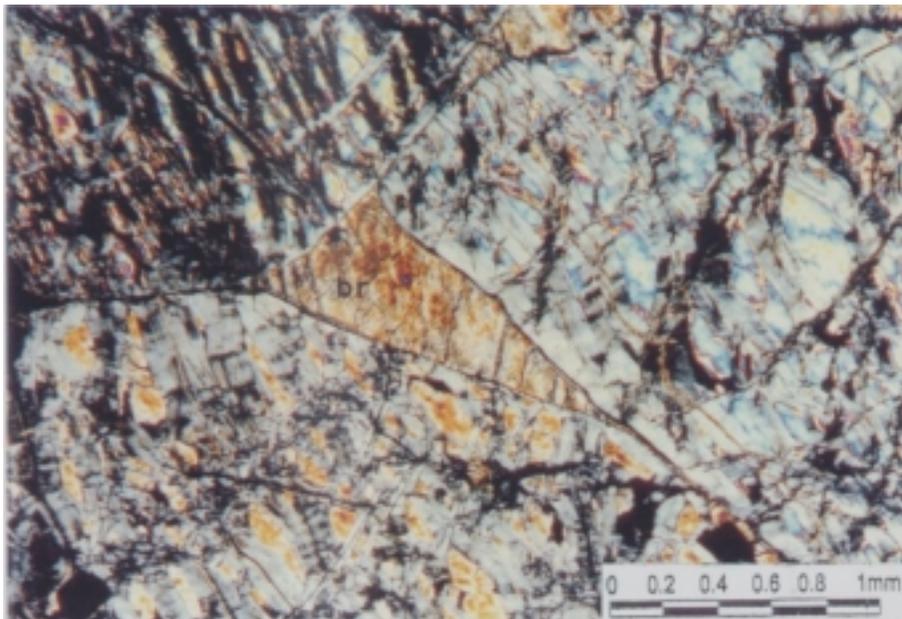


Figura 14: Fotomicrografia de adcumulato olivínico, em serpentinitos pouco transformados, exibindo discreta quantidade de bronzita (br) intercúmulus (EM-12 A; 5X; NX).

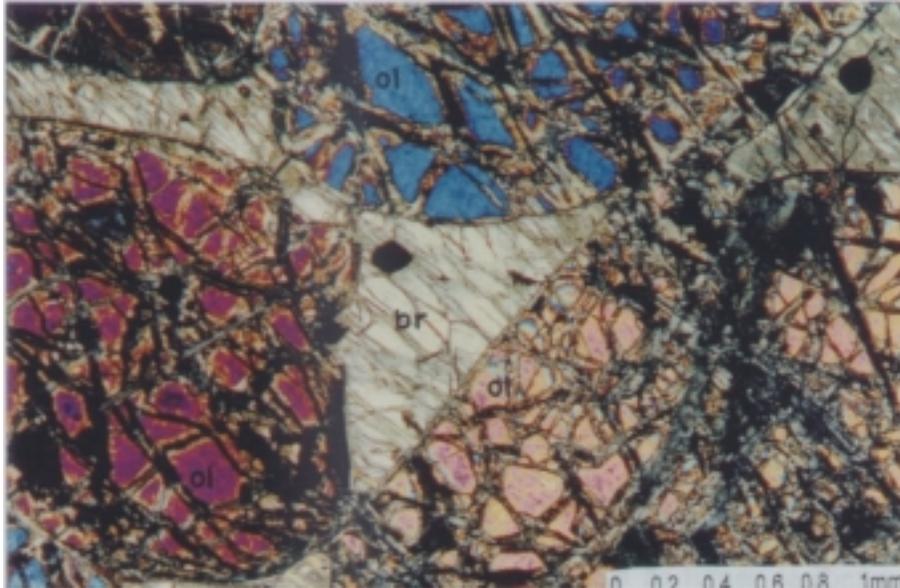


Figura 15: Fotomicrografia da textura mesocumulática, em serpentinitos pouco transformados, definida por cristais de bronzita (br) inter-cúmulus, moldados aos espaços intergranulares entre os cristais de olivina (ol) cúmulus. Ressaltam-se, nas porções central e NE da foto, cristais euédricos de espinélio cromífero inclusos no material intercúmulus (EM-108 B; 5X; NX).

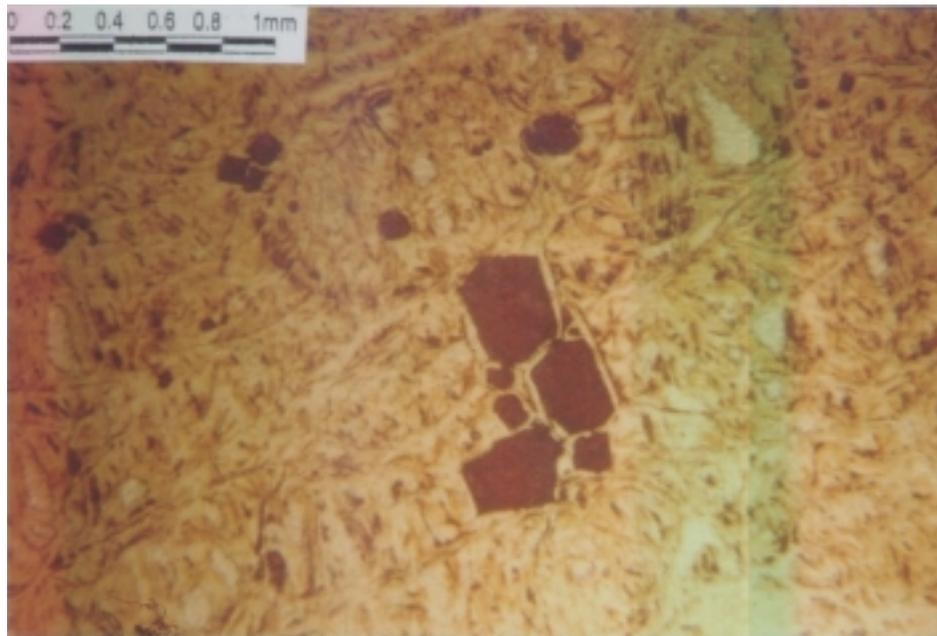


Figura 16: Cristais de espinélio cromífero dispersos na massa serpentínica.

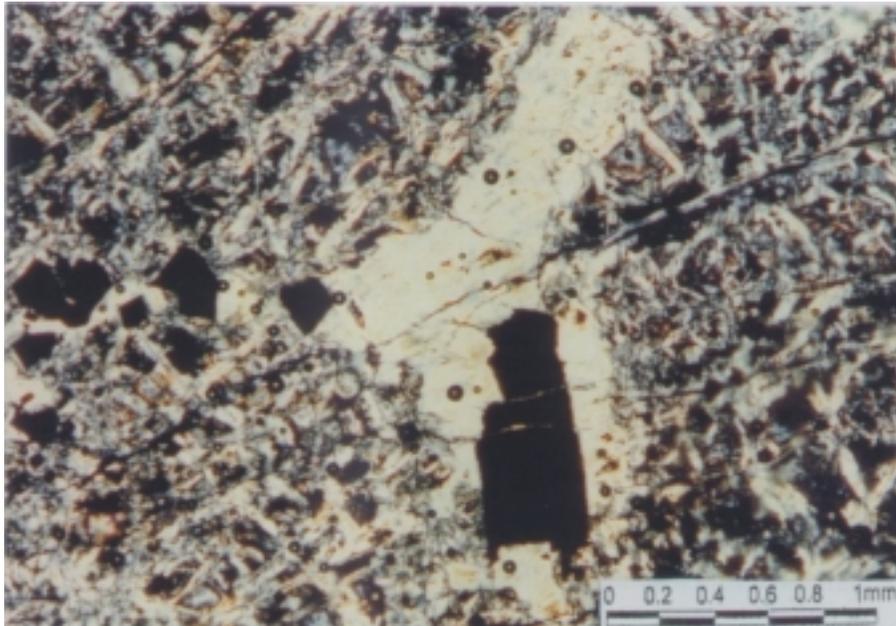


Figura 17: Fotomicrografia mostrando o serpentinito constituído por uma massa de lizardita. Verifica-se o constituinte reliquiar de posicionamento intercúmulo (amarelo claro) mais intensamente serpentinizado. Observar os cristais subédricos de magnetita disseminados em ambos os materiais (EM-161; 5X; NX).

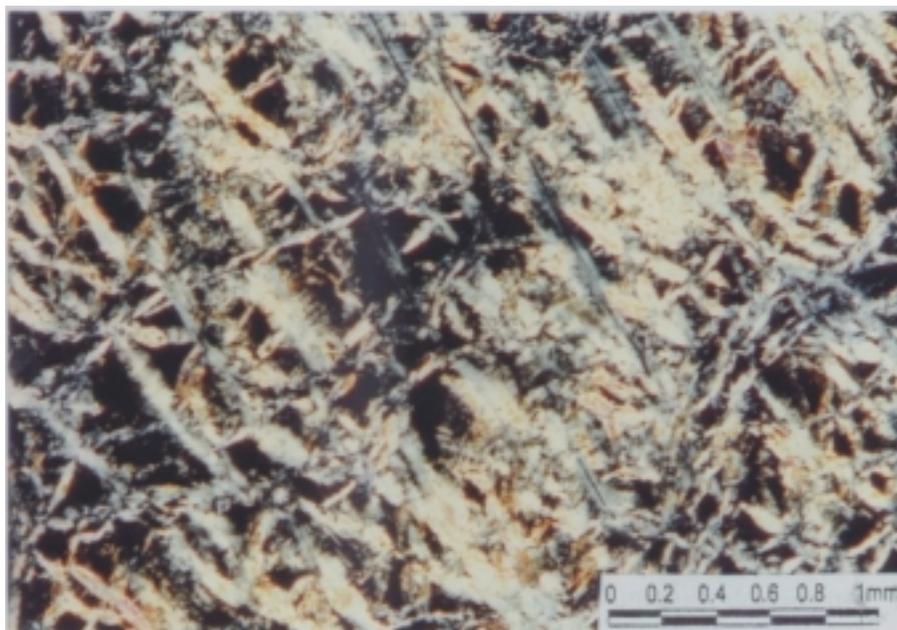


Figura 18: Fotomicrografia da textura *mesh* dos serpentinitos constituídos de lizardita (EM-177A; 5X; NX).

traduz por um pseudo-bandamento, formado pela alternância centimétrica de faixas compostas de lizardita/crisotila com faixas ricas em óxido de ferro. Existem também situações em que se observam veios monofásicos constituídos unicamente de crisotila ou de óxido de ferro; neste último caso, por vezes eles são seccionados pelos veios de crisotila, indicando que foram originados primeiramente.

6.5.3 PIROXENITOS

Tratam-se de rochas de coloração verde escuro, melanocrática a ultramelanocrática, holocristalina, fanerítica e inequigranular (**Figura 19**). Apresentam predominantemente granulação grossa. Os grãos são normalmente euédricos fornecendo à rocha um aspecto maciço e uma estrutura isotrópica. Exibem predominantemente as texturas adcumulática a mesocumulática.

Do ponto de vista petrográfico, as faixas piroxeníticas são formadas por diversos tipos de piroxênios. Por outro lado, foram observadas, inclusas nessas rochas, porções ricas em olivina, que alcança valores superiores a 40% do total da rocha, caracterizadas como harzburgitos e lherzolitos que, apesar de se constituírem peridotitos são descritos nessa seção destinada aos piroxenitos.

6.5.3.1 VARIEDADES PIROXENÍTICAS

Essas rochas apresentam textura cúmulus. Os principais minerais cúmulus são piroxênios; a olivina é subordinada e o espinélio cromífero é raro. A fase intercúmulus, quando presente, é essencialmente constituída por plagioclásio, que geralmente não alcança 10% do volume da rocha. Ocorrem igualmente sulfetos, hematita e anfibólio. Com base na composição modal dessas rochas foram distinguidos bronzititos cúmulus dominantes e eventuais websteritos, bronzitito feldspático e hiperstenito feldspático.

O bronzitito cúmulus apresenta-se inteiramente constituído de bronzita e, às vezes, com pequenas quantidades de plagioclásio e olivina, e por traços de antofilita, actinolita e opacos. No bronzitito

feldspático, o teor de plagioclásio aumenta e o de bronzita diminui, enquanto o conteúdo dos demais minerais permanece igual ao do tipo anterior. O mesmo ocorre no hiperstenito feldspático. Por outro lado, os websteritos apresentam o clinopiroxênio e ortopiroxênio em proporções semelhantes.

Nas diversas variedades piroxeníticas o ortopiroxênio predomina sobre o clinopiroxênio. Eles são representados essencialmente por cristais de bronzita e, subordinadamente, pelo hiperstênio, exceto nos hiperstenitos feldspáticos. Os clinopiroxênios são do tipo diopsídio e augita e ocorrem em grãos minerais ou na forma de lamelas de exsolução nos ortopiroxênios, caracterizando uma pigeonita invertida.

No caso específico dos bronzititos cúmulus, a bronzita ocorre em cristais euédricos, poligonizados, de contatos retilíneos, sem qualquer evidência de efeitos deformacionais e/ou metamórficos (**Figura 20**).

Quando os dois tipos de piroxênios estão presentes, particularmente nos websteritos, verifica-se uma bimodalidade granulométrica (**Figura 21**), sendo que o ortopiroxênio exhibe cristais maiores (1,5 a 4,5 mm) do que o clinopiroxênio (0,2 a 3,0 mm). De uma maneira geral os cristais de piroxênio apresentam-se pouco a moderadamente fraturados e, por vezes, parcialmente substituídos, nas bordas, para anfibólio. Ao longo dos planos de clivagem e nas fraturas desses minerais ocorre substituição do piroxênio por bastita (**Figura 22**).

A olivina é um mineral pouco abundante (0,8 a 3%), ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos com dimensões em torno de 0,5 a 5,0 mm. Exhibe normalmente contatos retos e bem definidos com os piroxênios.

Raramente é observada a presença de espinélio cromífero (< 0,5% do total) sendo, localmente, mais abundante. Ocorre disseminado em cristais euédricos a subédricos e de até 0,2 mm de comprimento.



Figura 19: Fotografia de um típico piroxenito (bronzitito), de coloração esverdeada, granulação grossa e aspecto homogêneo.

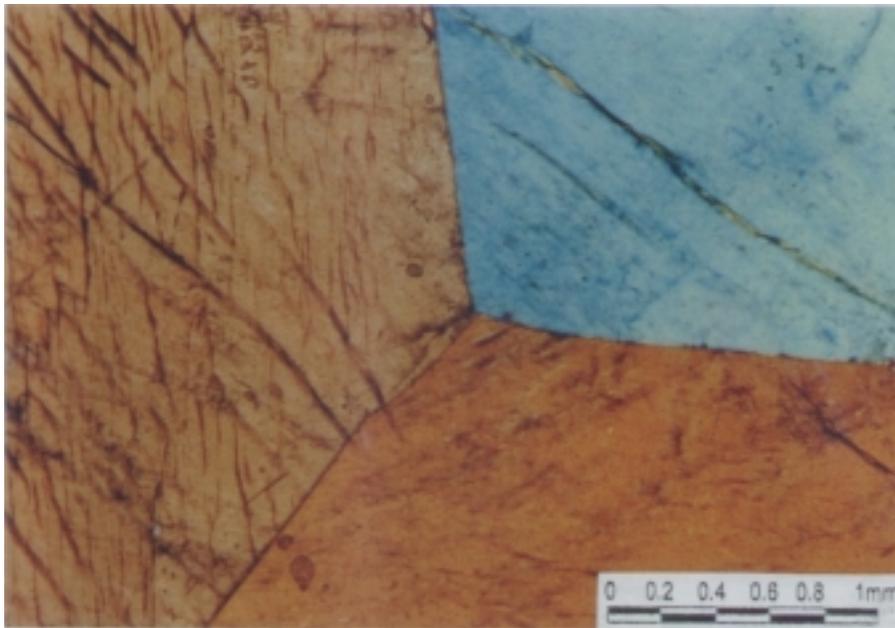


Figura 20: Fotomicrografia exibindo bronzitito cúmulus formado por cristais de bronzita poligonizados, em contatos retilíneos e demonstrando junção tríplice (EM-24; 5X; NX).

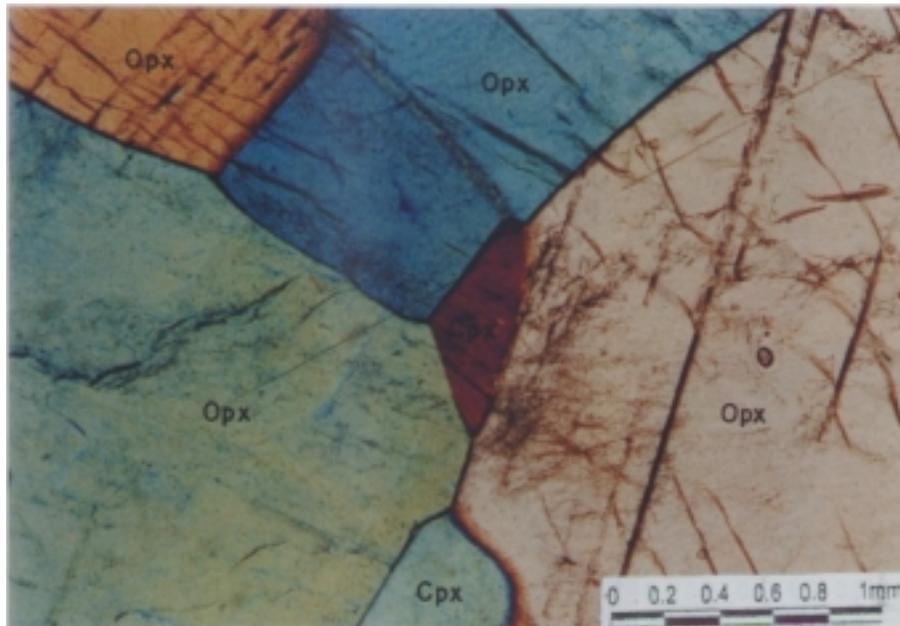


Figura 21: Fotomicrografia mostrando a bimodalidade granulométrica observada nas variedades piroxeníticas (com Cpx e Opx), caracterizada por cristais maiores de bronzita e cristais menores de diopsídio/augita (EM-24; 5X; NX).

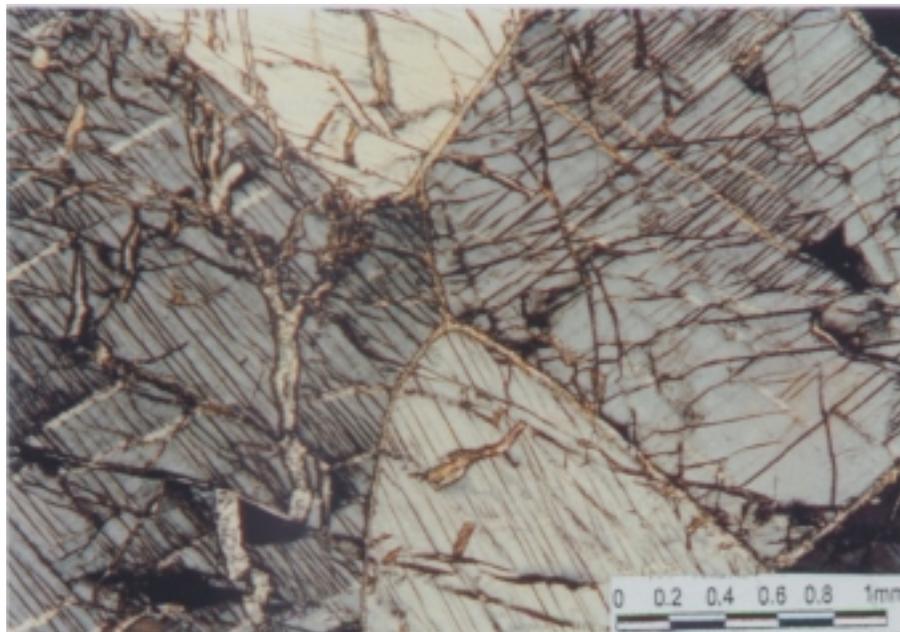


Figura 22 - Fotomicrografia da feição acumulada em bronzitito cúmulus, caracterizada por cristais cúmulus de bronzita bastante fraturados e exibindo típico padrão de clivagem; ambas estruturas estão preenchidas por bastita (EM-39 B; 5X; NX).

O plagioclásio (0 a 4%) é do tipo labradorita-bytownita (An 55% a An 79 %). Ocorre exclusivamente como mineral intercúmulus (**Figura 23**). Apresenta-se límpido, porém localmente, em zonas de fraturas, mostra-se sericitizado. Foram observados alguns cristais com intercrescimento micrográfico (plagioclásio e piroxênio).

Vale salientar que nos piroxenitos da camada inferior, o plagioclásio é ausente ou raro. Todavia, no nível estratigráfico superior este mineral é mais abundante.

O anfibólio dominante é a antofilita, que apresenta hábito asbestiforme, subédrico a anédrico e, mais raramente, prismático. Este mineral bordeja os cristais de piroxênios, isolando-os e formando auréolas, cujo desenvolvimento proporciona a formação de coronitos (**Figura 24**). O anfibólio pode também preencher planos de fraturas nos cristais de piroxênio. Foram ainda observados traços de actinolita na forma de cristais aciculares disseminados na massa rochosa.

Ocorrem ainda alguns cristais de sulfetos e raras acículas de hematita inclusas na bronzita ou preenchendo fraturas.

Como observado nos peridotitos serpentinizados, os piroxenitos também exibem, entre os cristais de piroxênio, contatos retilíneos, poligonizados, formando junção triplíce, sem evidências de metamorfismo e de deformação dúctil.

6.5.3.2 HARZBURGITOS

Os harzburgitos ocorrem como lentes inclusas nos piroxenitos. Trata-se de rochas de coloração verde escuro a marrom-escuro-esverdeado, melanocráticas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares. Apresentam aspecto homogêneo, estrutura isotrópica e granulação grossa e média. Texturalmente são rochas adcumuláticas (**Figura 25**) e mesocumuláticas (**Figura 26**).

São constituídos por cristais cúmulus de olivina (45 a 80%), ortopiroxênio (8 a 30%), clinopiroxênio (0 a 10%) e opa-

cos (< 0,5%). O mineral intercúmulus, quando presente, é o plagioclásio (0 a 5%).

Os cristais de olivina são euedrais a subedrais e de dimensões médias em torno de 2,5 mm. Apresentam-se fraturados e em contatos retos e bem definidos com os demais minerais.

Os ortopiroxênios são representados pela bronzita e pelo hiperstênio e, em geral, possuem dimensões entre 1,3 e 2,5 mm. A bronzita ocorre em maior abundância, em cristais euédricos a subédricos, com formas poligonizadas e contatos retilíneos. O hiperstênio exibe o característico pleocroísmo rosado, hábito tabular, alongado ou subédrico, apresentando, ocasionalmente ao longo dos planos de clivagem, lamelas de clinopiroxênio.

Os clinopiroxênios são do tipo diopsídio e augita, que ocorrem nas formas subedrais e, subordinadamente, anedrais, com 0,5 a 2,0 mm de comprimento.

Raramente observa-se Cr-espinélio e de outros minerais opacos. Esses minerais ocorrem na forma de diminutos cristais, euedrais a subedrais, dispersos na massa rochosa.

O plagioclásio é do tipo labradorita-bytownita (An 52-75%), ocorre na forma intersticial e exibe macla polissintética.

Localmente, os harzburgitos apresentam-se alterados hidrotermalmente, com a olivina e o piroxênio em variados estágios de serpentinização. A rocha apresenta-se fraturada, com as fraturas preenchidas por serpentina, magnetita e minerais opacos.

6.5.3.3 LHERZOLITOS

Ocorrem como lentes inclusas na seqüência piroxenítica e são menos frequentes que os harzburgitos. São rochas de coloração verde escura, melanocráticas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares. Exibem estrutura isotrópica, granulação grossa a média e texturas ad e mesocumuláticas.

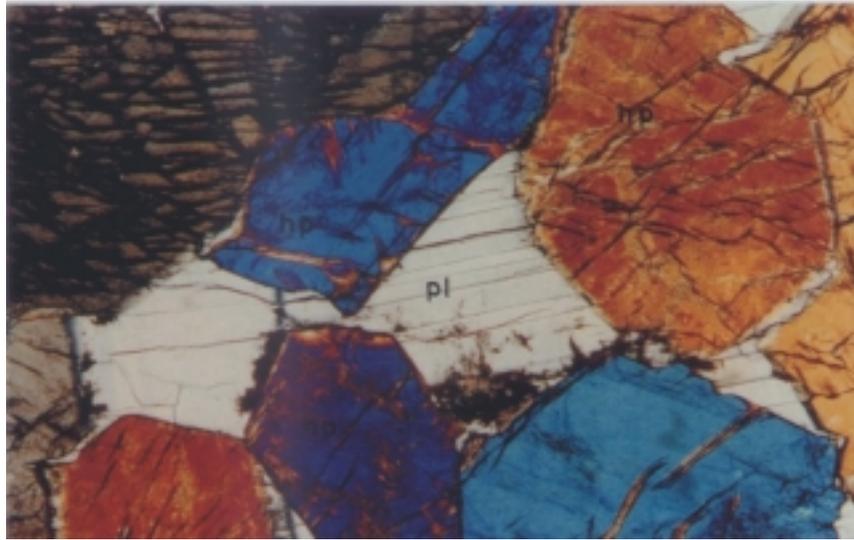


Figura 23: Fotomicrografia da textura mesocumulática em hiperstenitos feldspáticos, definida por hiperstênio (hp) cúmulus, subédrico e inequigranular, e plagioclásio (pl) intercúmulus, como cristais anedrais moldados aos espaços intergranulares (EM-41A; 5X; NX).

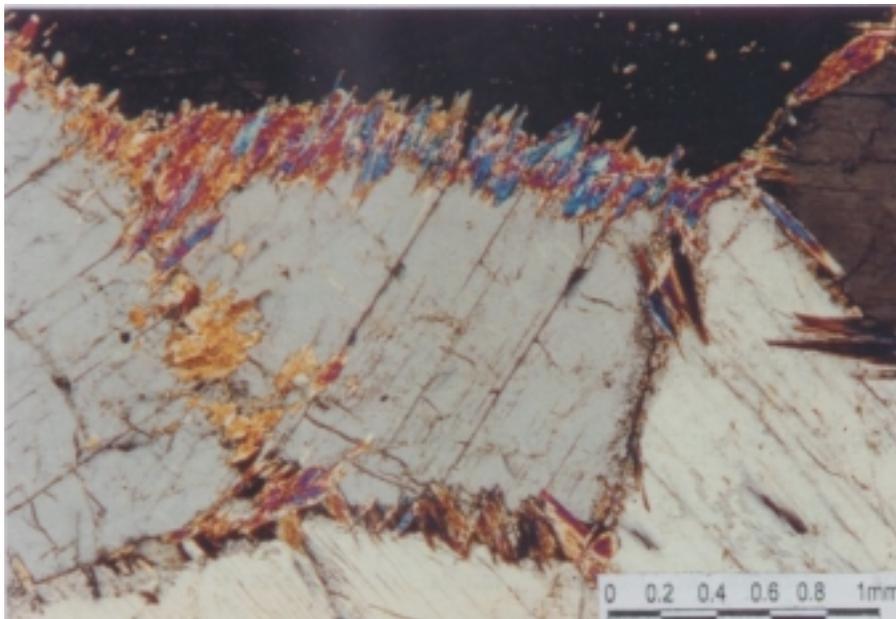


Figura 24: Fotomicrografia da textura adcumulática em bronzitito cúmulus, dada por cristais cúmulus e subédricos de bronzita, com bordas arredondadas e retilíneas, e contatos por justaposição. Em amarelo/azul/lilás destacam-se cristais de antofilita constituindo coronitos nos cristais de piroxênio (EM-38 B; 5X; NX).

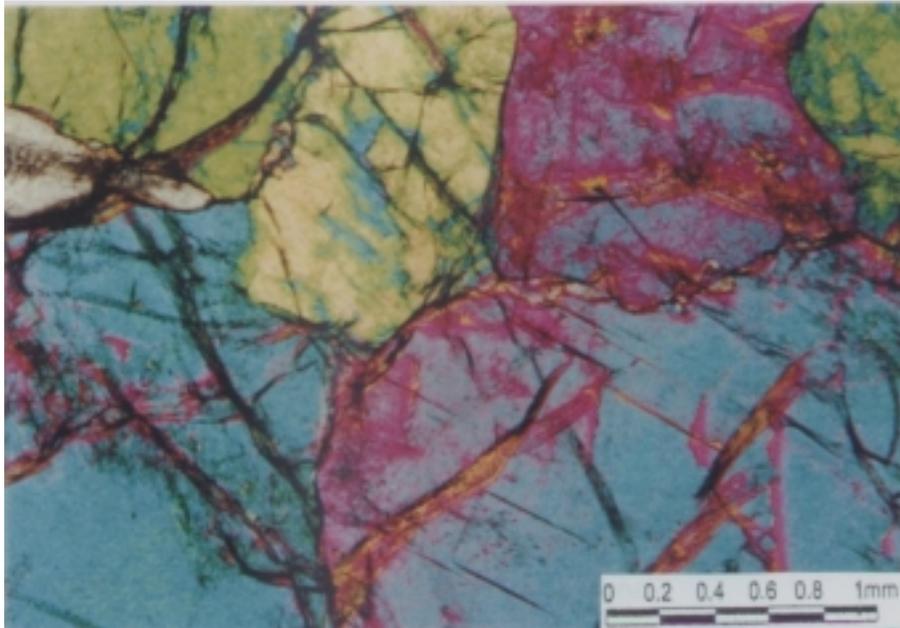


Figura 25: Fotomicrografia da textura adcumulática observada nos harzburgitos, caracterizada pela presença de cúmulus de olivina subidio-mórfica, exibindo fortes cores de interferência (EM-93 A; 5X; NX).

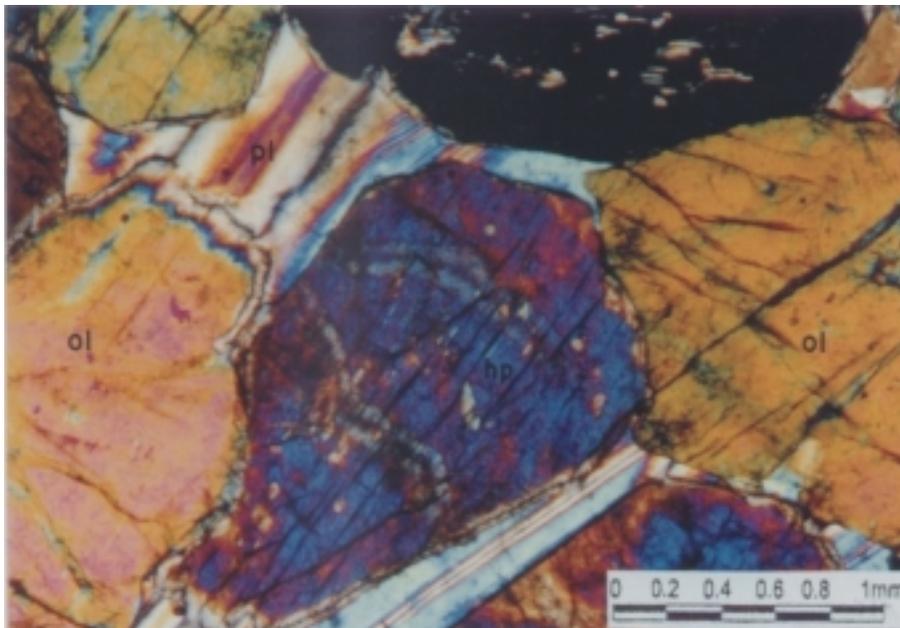


Figura 26: Fotomicrografia da textura mesocumulática presente nos harzburgitos. Os minerais cúmulus são representados por olivina (ol) e hiperstênio (hp) sendo o plagioclásio (pl) de caráter intercúmulus (EM-110; 5X; NX).

Os constituintes mineralógicos e as características petrográficas dos Iherzolitos são as mesmas das encontradas nos harzburgitos. Dessa maneira observa-se a presença de olivina (45 a 70%), ortopiroxênio (15 a 50%) e opacos (< 0,5%). O mineral intercúmulus é o plagioclásio.

A olivina ocorre em cristais cúmulus, euedrais a subedrais e com dimensões em torno de 1,3 a 2,5 mm. Dentre os piroxênios, os clinopiroxênios são mais abundantes que os ortopiroxênios. Esses últimos estão representados pela bronzita e pelo hiperstênio, enquanto que aqueles o são pelo diopsídio e augita. Os piroxênios também ocorrem nas formas euedrais a subedrais em dimensões semelhantes às da olivina.

O plagioclásio é do tipo labradorita-bytownita. Os minerais opacos são representados pelo Cr-espinélio e pela magnetita, que se apresentam na forma de diminutos cristais dispersos na massa rochosa.

6.5.4 ROCHAS GABRÓICAS

Macroscopicamente as rochas ga-

bróicas exibem aspecto maciço e homogêneo (**Figura 27**), cores cinza escuro a cinza esbranquiçado, características melanocráticas a mesocráticas, holocristalinas, faneríticas e inequigranulares. A granulação é fina a média e, localmente, grossa (**Figura 28**). Não foi observado qualquer bandamento, em termos de granulação, no entanto, as rochas gabróicas situadas próximo ao contato sul do CMSO apresentam uma granulação mais fina.

As rochas gabróicas apresentam-se localmente fraturadas segundo um padrão geométrico bem definido (**Figura 29**). As fraturas têm até 5 mm de espessura e encontram-se preenchidas por epidoto.

O acamadamento magmático é raramente observado, provavelmente devido à ausência de afloramentos de grande porte. Entretanto, em alguns blocos, observa-se um bandamento resultante da alternância de rochas com quantidades diferentes de plagioclásio. Verifica-se, também, bandamentos resultantes da alternância granulométrica, porém, mantendo a mesma composição mineralógica.



Figura 27: Aspecto de um gabronorito homogêneo, maciço e granulação fina.



Figura 28: Afloramento de gabronorito de granulação grossa. Os processos intempéricos ressaltam as ripas centimétricas de minerais máficos, em arranjo textural sub-ófitico.



Figura 29: Afloramento de gabronorito, em que são observadas diferentes direções de fraturamentos. As fraturas estão preenchidas por epidoto.

Microscopicamente o estudo petrográfico das rochas gabróicas permitiu constatar a predominância de gabronoritos e a presença de eventuais noritos e raros gabros e leuco-gabronoritos.

6.5.4.1 GABRONORITOS

Os gabronoritos são caracterizados pela presença de plagioclásio cúmulus e de uma associação intercúmulus, formada por hiperstênio, diopsídio/augita, anfibólio, biotita, opacos e eventualmente quartzo. Esses minerais são subédricos e, às vezes, anédricos. Exibem uma textura inequigranular (**Figura 30**) e em mosaico. Localmente são observadas feições micrográficas, constituídas de plagioclásio e quartzo.

O plagioclásio, do tipo labradorita (An 55 a 65%), ocorre na forma cumulática ou inter-cumulática (**Figura 31**) totalizando cerca de 55 a 68% do volume da rocha. No primeiro caso, apresenta como principal característica uma coloração marrom clara, exibida à luz natural, ou seja, o mineral não se apresenta límpido. Os cristais apresentam-se turvos, provavelmente devido à presença de microcristais de opacos. Mostram-se, predominantemente, na forma subédrica e, subordinadamente, euédrica; constituem ripas, cristais tabulares e, assumem, ocasionalmente, formas de grãos. Exibem contatos curvos, retos e, por vezes, poligonizados entre si e com os demais minerais. A granulagem é média a grossa, com dimensões de 1,5 a 4,0 mm. Apresentam moderada extinção ondulante, geminação segundo as leis da albita e albita-periclina e são levemente argilizados e sericitizados. No entanto, localmente, o plagioclásio encontra-se extremamente alterado e inteiramente transformado em argilo-minerais e sericita (**Figura 32**). Em alguns cristais são verificadas inclusões de minerais opacos e intercrescimentos micrográficos (quartzo-feldspático).

Na porção estratigráfica média da seqüência gabróica, o plagioclásio ocorre na forma de cristais ripiformes orientados paralelamente (**Figura 33**). Esta feição é interpretada como uma laminação de origem ígnea. Trata-se de uma textura relacionada ao processo de diferenciação/cris-

talização magmática, em que os prismas de plagioclásio recém-formados em meio magmático, “se assentariam” de acordo com a dinâmica da câmara. Essa feição também reafirma o caráter acamadado do CMSO.

Os cristais de plagioclásio de natureza intercumulática, encontram-se limitados por piroxênios (**Figura 31**). Apresentam formas irregulares e dimensões inferiores a 1,0 mm. Em geral, exibem maclamento polissintético, fraca extinção ondulante, bem como padrões de geminação e alteração semelhantes aos observados na fase cumulática. São também comuns inclusões de plagioclásio nos cristais de piroxênio definindo uma textura poiquilitica.

Os piroxênios são intercúmulus. Tratam-se de diopsídio (10 a 25%), e hiperstênio (8 a 22%). Este último ocorre em grandes cristais tabulares de 2,0 a 3,5 mm de comprimento ou em formas arredondadas, as quais, algumas vezes, apresentam-se poligonizadas. Exibem pleocroísmo nos tons rosado, verde claro e amarelo-pálido.

De maneira semelhante ao observado nos piroxenitos, os cristais de ortopiroxênio hospedam exsolução do clinopiroxênio com características da pigeonita invertida. Essas exsoluções ocorrem de três maneiras: sob a forma de *blebs* (gotículas) grosseiramente alinhadas (**Figura 34**); constituindo lamelas simples e paralelas (**Figura 35**); em formas mais complexas, com as lamelas desenhando uma textura de “espinha de peixe” (**Figura 36**). Em alguns casos, observou-se a presença de duas gerações de lamelas de clinopiroxênios, sendo uma bem regular disposta paralelamente e a outra irregular exibindo hábito vermiforme (**Figura 37**). Essas feições de exsoluções estão situadas na porção estratigráfica intermediária da seqüência gabróica e podem ser acompanhadas por cerca de 10 km ao longo do CMSO.

Os cristais de diopsídio são tabulares a granulares, de tamanho inferior ao do ortopiroxênio e têm em média 0,5 mm de comprimento. Distribuem-se aleatoriamente na massa rochosa e, algumas vezes, apresentam-se associados ao hiperstênio.

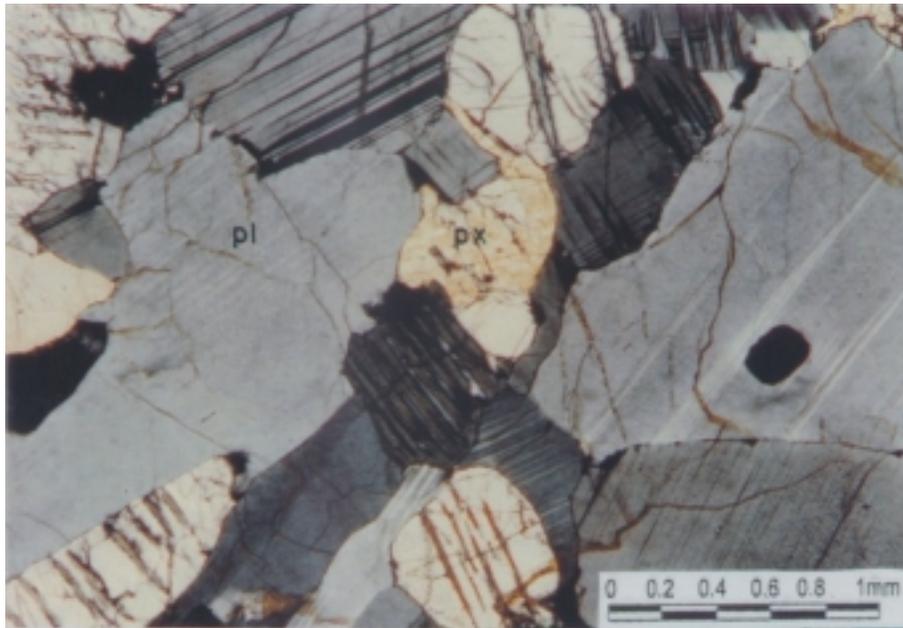


Figura 30: Fotomicrografia da textura inequigranular hipidiomórfica de um gabronorito, formada por cristais subédricos de plagioclásio (pl) e de piroxênio (px). (EM-30; 5X; NX).

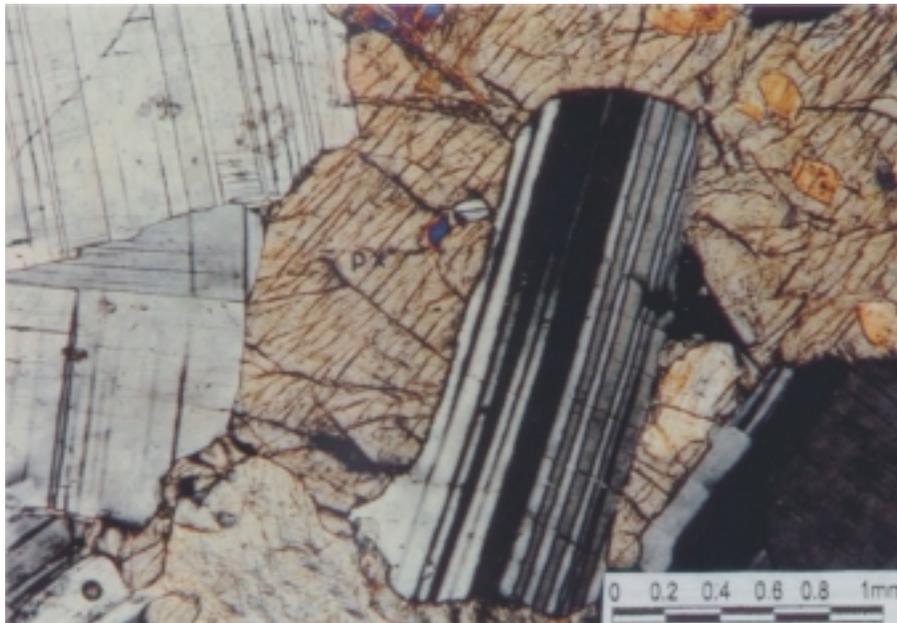


Figura 31: Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio cúmulus em gabronoritos, com grandes cristais de piroxênio (px) intercúmulus (EM-42; 5X; NX).

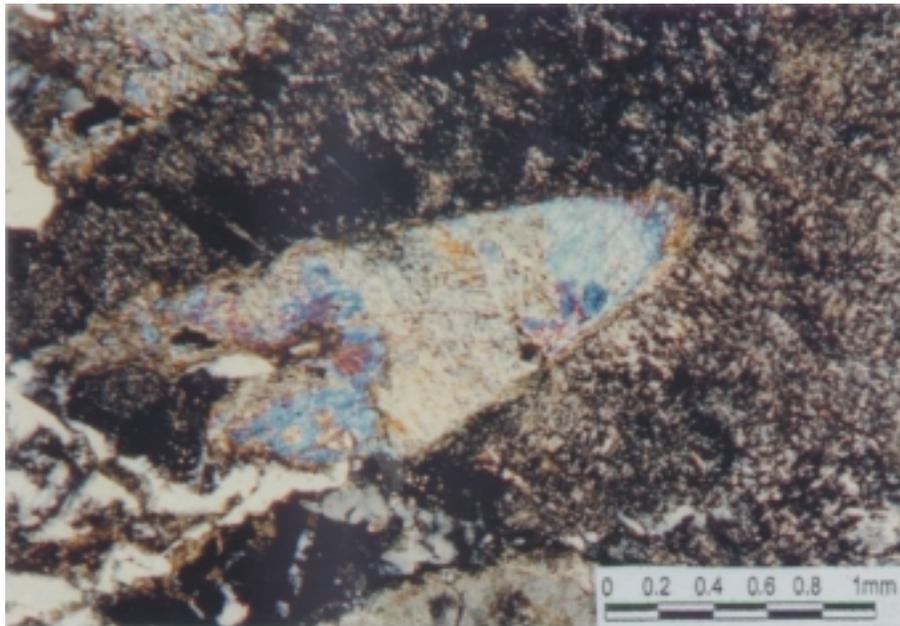


Figura 32: Fotomicrografia de gabronorito hidrotermalizado, marcado por plagioclásio sericitizado e argilizado. Ao centro da foto destaca-se cristal de piroxênio anfíbolizado e na porção SW observa-se a presença de quartzo granofírico (EM- 170; 5X; NX).

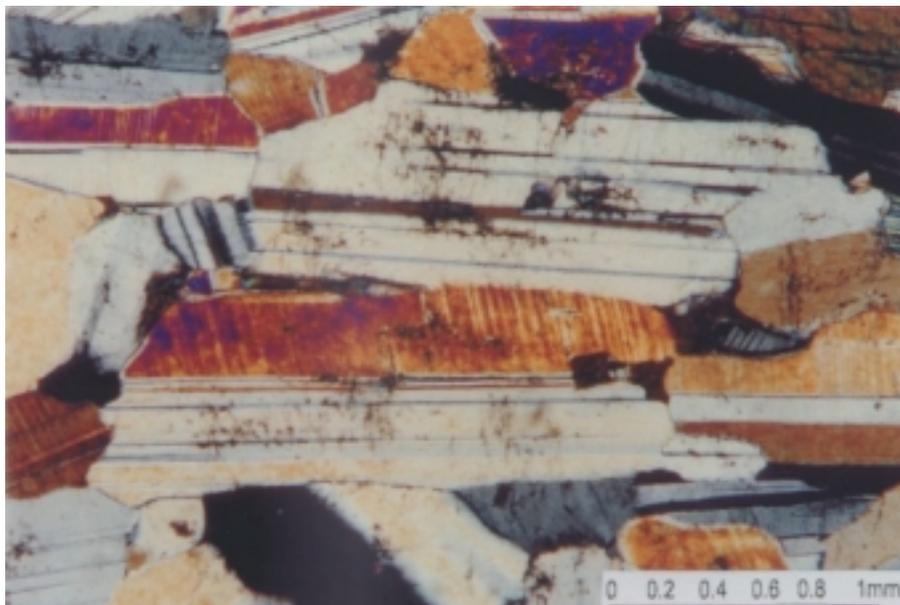


Figura 33: Fotomicrografia da laminação magmática reliquiar presente nos gabronoritos, constituída por cristais ripiformes-tabulares de plagioclásio, dispostos paralelamente (EM-55 A; 5X; NX).

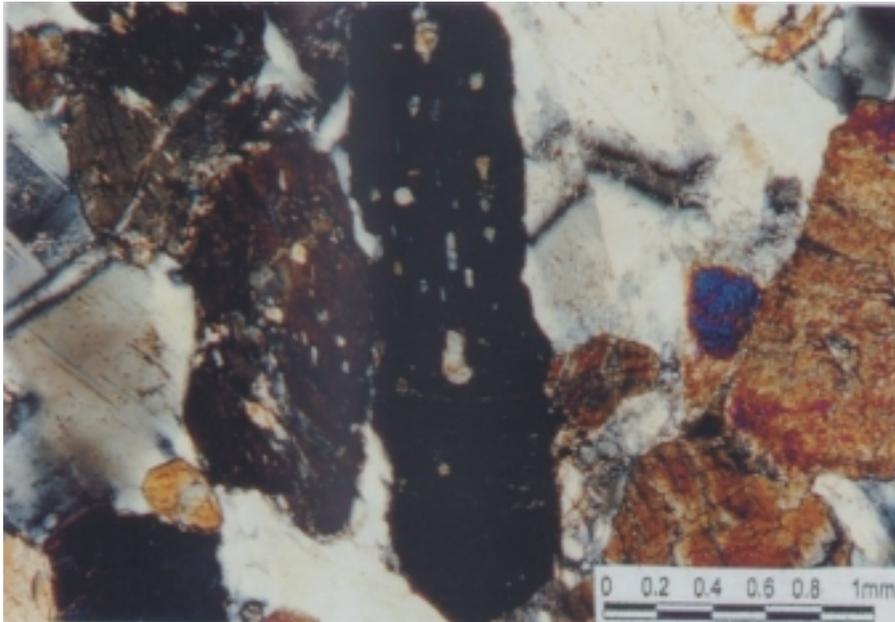


Figura 34: Fotomicrografia mostrando feições de exsoluções do tipo *blebs* de clinopiroxênio no ortopiroxênio, em gabronoritos (EM-33; 5X; NX).

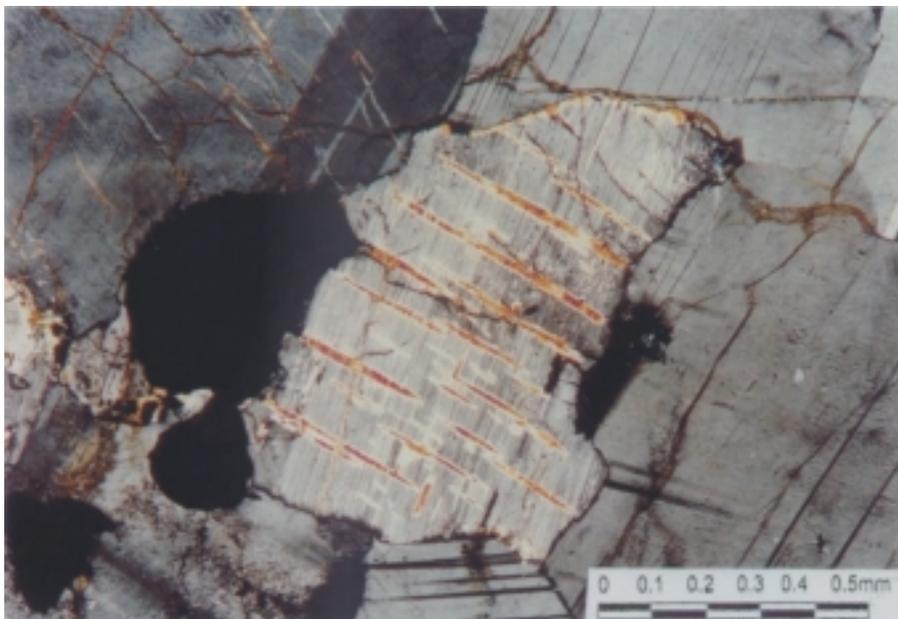


Figura 35: Fotomicrografia exibindo lamelas de exsoluções paralelizadas de clinopiroxênio no ortopiroxênio, em gabronoritos (EM-30; 10X; NX).

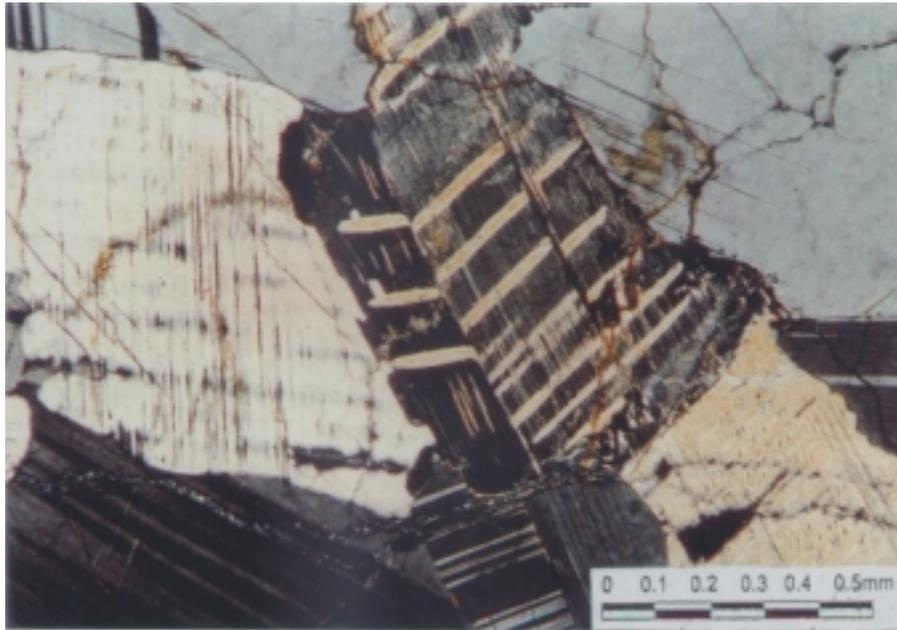


Figura 36: Fotomicrografia da textura “espinha de peixe” observada em ortopiroxênio, de gabronorito, caracterizada por lamelas de clinopiroxênio, dispostas segundo duas direções (EM-30; 10X; NX).

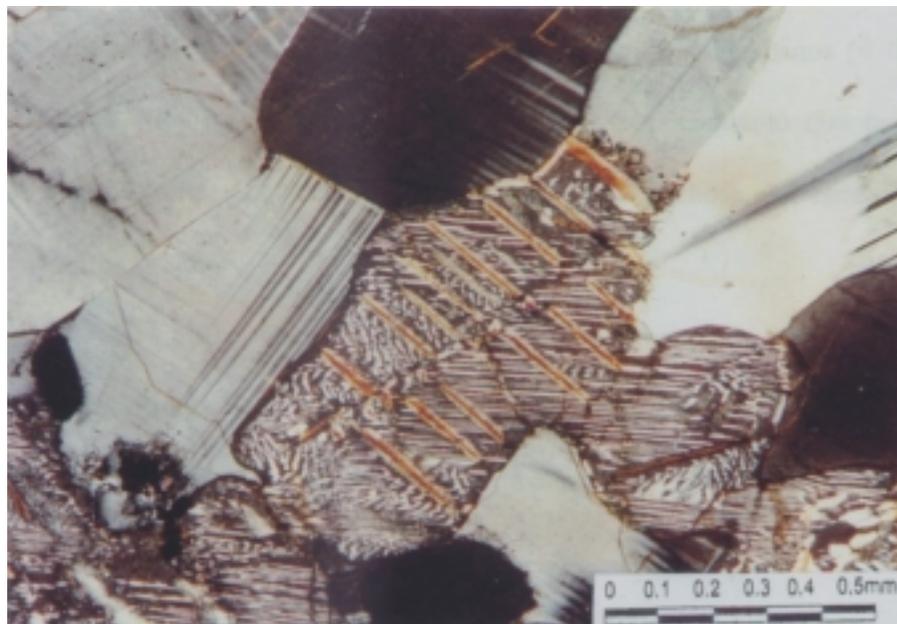


Figura 37: Fotomicrografia de outra feição textural verificada nos gabronoritos, desenhada por lamelas paralelas de clinopiroxênio e sobreposta às feições vermiformes e retilíneas de clinopiroxênio em ortopiroxênio (EM-30; 10X; NX).

Ambos os piroxênios descritos encontram-se substituídos, parcial ou totalmente, por anfibólios e biotita.

Foram reconhecidos dois anfibólios: hornblenda e tremolita-actinolita. O primeiro é o mais abundante (até 12%) e ocorre como pseudomorfos a partir dos piroxênios, em cristais subédricos e anédricos, prismáticos ou fibrosos. Localmente, a hornblenda apresenta-se parcialmente a inteiramente uralitizada (**Figura 38**). Em alguns casos a uralitização das bordas dos cristais de piroxênio conduz à formação de coronitos.

O outro grupo de anfibólio, representado pela tremolita-actinolita, ocorre na forma de cristais aciculares disseminados no plagioclásio.

Dois tipos de biotita (0 a 5%) foram identificados: um de natureza primária, resultante da diferenciação magmática e ocorrendo como material intercúmulus; o outro é resultado da alteração do piroxênio e/ou do anfibólio. Apresentam-se na forma de lamelas anedrais e possuem pleocroísmo que varia de marrom claro a marrom avermelhado.

Os minerais opacos (< 0,5 a 5% do total) dividem-se em duas categorias: cristais de magnetita/hematita com 0,8 mm de comprimento médio e grãos muito finos (< 0,2 mm) de sulfetos (?). Os primeiros exibem forma euédrica a subédrica, enquanto que os outros são xenomórficos. Ambos os tipos ocorrem disseminados na massa rochosa, em estreita associação com o material intercúmulus.

O quartzo (até 1,8%) é um mineral intercúmulus e encontra-se na forma de grandes cristais anedrais, com cerca de 1,0 mm de comprimento (**Figura 38**). Exibe forte extinção ondulante e, ocasionalmente, fraturamento. Apresenta-se, também, na forma de intercrescimentos micrográficos.

6.5.4.2 GABROS, NORITOS E LEUCO-GABRONORITOS

Essas rochas apresentam características texturais e mineralógicas semelhan-

tes às dos gabronoritos. Composicionalmente, as proporções modais do plagioclásio, anfibólio, biotita e opacos são equivalentes às dos gabronoritos, variando apenas a relação entre o clino e o ortopiroxênio. Dessa maneira, nos gabros predomina o clinopiroxênio e nos noritos, o ortopiroxênio. Texturalmente domina a feição granular hipidiomórfica, sendo, também, freqüente o aspecto micrográfico.

De modo geral, os cristais cúmulus de labradorita são tabulares a ripiformes, apresentam maclamentos simples, polissintético e combinados entre os dois, sendo parcialmente alterados para sericita e argilominerais.

O total de clinopiroxênio (diopsídio e augita) e de ortopiroxênio (hiperstênio) varia de 30 a 45%. São intercúmulus e dispõem-se entre os cristais de plagioclásio. Apresentam-se de formas tabulares e granulares, com dimensões de 0,5 mm. O hiperstênio destaca-se pelo pleocroísmo rosa-claro. Em alguns exemplares são observadas lamelas de clinopiroxênio nos ortopiroxênios. Seus tamanhos pouco variáveis, são os principais responsáveis pela textura granular hipidiomórfica, a qual está ausente nos gabronoritos inequigranulares.

O conteúdo de quartzo alcança, eventualmente, 2,5%. Ocorre como mineral intercúmulus e desenhando feições micrográficas.

Os demais minerais (plagioclásio, anfibólio, biotita e opacos) que formam essas rochas mostram características semelhantes às descritas para os gabronoritos.

Os gabros e os noritos ocorrem independentemente, como lentes, em diversas posições estratigráficas na seqüência gabronorítica.

Na porção basal da seqüência gabrítica destaca-se uma rocha apresentando conteúdo de plagioclásio de até 85%, e definida como leuco-gabronorito. Essas rochas apresentam as mesmas características texturais e assembléia mineralógica observadas para o gabronorito. A presença de

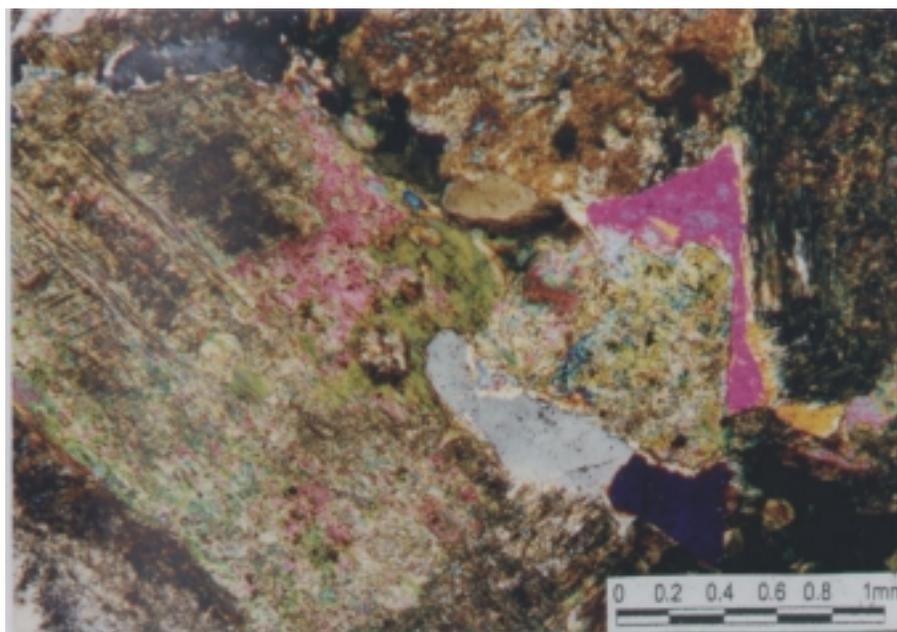


Figura 38: Fotomicrografia ressaltando cristais de piroxênio fortemente alterados para hornblenda; em cinza destaca-se quartzo intersticial (EM-186 B; 5X; NX)

anortositos, no sentido de Streckeisen (1973 e 1976), é raramente observada na porção basal da seqüência gabrítica. Ocorre em forma de pequenas lentes (com comprimento inferior a 1 m), compondo o acamamento da seqüência gabronorítica. Exibem granulação fina, textura hipidiomórfica granular e são constituídos por plagioclásio (>90%) e augita e/ou hiperstênio.

6.5.5 MONZONITOS

As rochas monzoníticas exibem as colorações cinza claro a cinza escuro e, quando intemperizadas, as tonalidades cinza amarelada a esbranquiçada. São rochas mesocráticas a leucocráticas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares e de granulação fina a média. São homogêneas e com estruturas isotrópicas, embora, localmente, possam apresentar-se fraturadas, com vênulas de espessura milimétrica (2 a 3 mm) compostas por minerais máficos.

Ao microscópio, essas rochas aparecem com textura granular hipidiomórfica (**Figura 39**), localmente, xenomórfica e, ocasionalmente, micrográfica (**Figura 40**) e/ou porfiróide. Os constituintes principais são K-feldspato, plagioclásio e quartzo, sendo diopsídio, anfibólio e biotita, as fases varietais; opacos e titanita, os minerais acessórios. Localmente, os monzonitos mostram-se alterados, sendo epidoto, sericita, argilo-minerais e clorita os principais minerais secundários. Com base na composição modal das rochas, foram identificados clinopiroxênio-monzonitos e, localmente, monzonitos pórfiros.

O feldspato potássico é a microclina. Ocorre, em geral, em cristais anédricos, com incipiente maclamento xadrez e de 0,8 a 2,0 mm de comprimento. Apresenta contornos retos a irregulares, com os cristais de plagioclásio e quartzo. Saliem-se alguns cristais bem desenvolvidos (em média 2,5 mm), subédricos, conferindo uma textura porfirítica à rocha. Ocasionalmente, exhibe

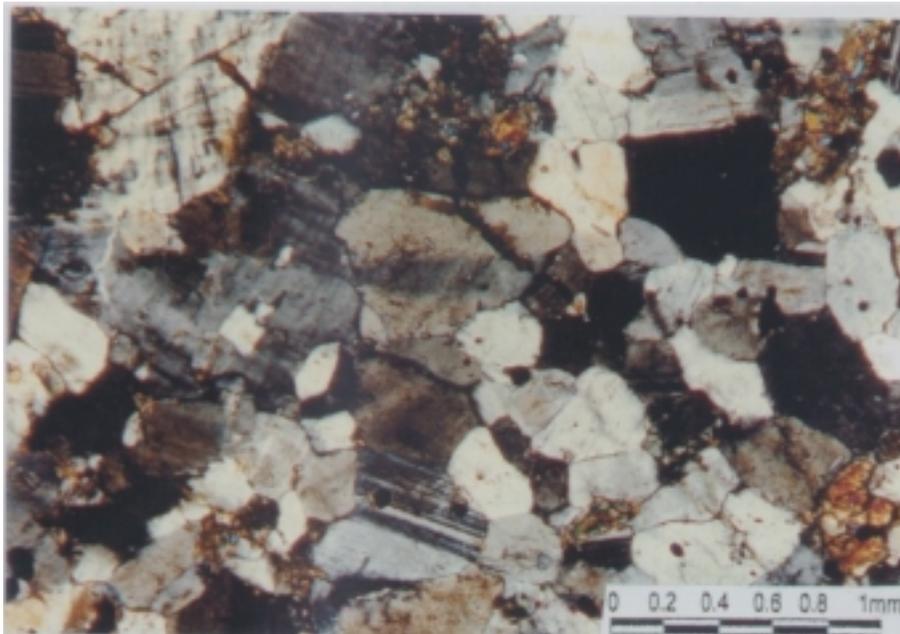


Figura 39: Fotomicrografia da textura granular, com cristais subédricos (feldspatos e quartzo) em Cpx-monzonito (EM-266; NX; 5X).

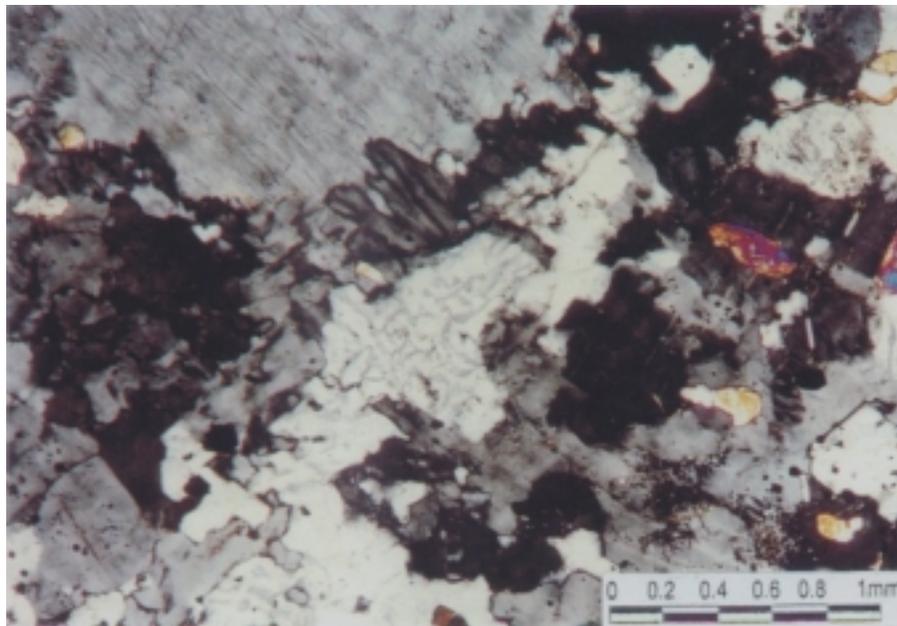


Figura 40: Fotomicrografia das feições micrográficas, representadas por microclina e quartzo, em Cpx-monzonito (EM-50; NX; 5X).

intercrescimento gráfico e, algumas vezes, encontra-se alterado para argilominerais.

O plagioclásio é o oligoclásio (An 12% a 23%). Aparece em geral como cristais subedrais e anedrais de 0,5 a 1,5 mm, apresentando maclamento simples e, subordinadamente, polissintético. Exibe, geralmente, contatos retos ou curvos com a microclina e irregulares com o quartzo. Pode apresentar transformações para argilominerais e sericita.

O quartzo está presente em quantidades subordinadas (< 10 %), na forma de cristais anédricos, pouco desenvolvidos, com cerca de 0,5 mm, exibindo uma fraca extinção ondulante. Apresenta-se, também, na forma de intercrescimentos gráficos em cristais de microclina (**Figura 40**).

O diopsídio ocorre na forma de pequenos cristais subédricos inferiores a 0,3 mm, disseminados na massa monzonítica. Localmente, apresentam-se também em cristais mais desenvolvidos (0,8 mm), constituindo agregados. Em ambos os modos de ocorrência, exibem fraturamento moderado e transformações para anfibólio, epidoto e titanita.

O anfibólio dominante é a hornblenda. Exibe uma coloração verde-azulada e ocorre na forma de cristais bem desenvolvidos, com dimensões médias em torno de 1,0 mm e hábito lamelar ou prismático, dispersos na massa rochosa. A hornblenda pode substituir total ou parcialmente o piroxênio e, em alguns casos, formar coronitos. A actinolita é subordinada e aparece na forma de pequenas palhetas aciculares dispersas na rocha.

A biotita exibe as tonalidades verde amarronzada a amarela amarronzada e vermelha amarronzada a vermelha amarelada. Ocorre em finíssimas palhetas isoladas, disseminadas de maneira aleatória. Apresenta-se também, em agregados associados a massas compostas de anfibólio e epidoto. A biotita ainda preenche faturas e/ou planos de clivagem da apatita, hornblenda e piroxênio. A biotita é resultado da transformação dos anfibólios, podendo ainda ser alterada para clorita.

Os minerais opacos ocorrem na forma de diminutos cristais anedrais, dispersos na massa rochosa ou inclusos nos cristais de diopsídio e hornblenda. Aqueles minerais, associados à titanita, constituem franjas nas bordas dos cristais de piroxênio, intensamente transformados em anfibólio e biotita (**Figura 41**).

A apatita ocorre predominantemente em cristais sob a forma de grãos e, subordinadamente, na forma de diminutos cristais aciculares disseminados na rocha. Ocasionalmente, este mineral constitui aglomerados junto com o piroxênio, titanita e minerais opacos.

A titanita ocorre em cristais bem desenvolvidos, de 0,8 a 1,2 mm, de forma irregular e hábito granular, disposta de maneira desordenada. Como citado anteriormente, pode constituir agregados substituindo o piroxênio.

6.5.6 DIABÁSIOS

Os diques de diabásio estão associados aos diversos tipos litológicos que compõem o CMSO. Salienta-se que esse condicionamento é comum em complexos semelhantes à serra da Onça, a exemplo do que ocorre nos complexos de Stillwater (Estados Unidos), Bushveld (África do Sul) e em Sudbury (Canadá).

Por outro lado, ocorrem, também, diques do Diabásio Cururu, de idade mesozóica. Entretanto, apesar de se tratar do mesmo tipo de rocha, possuem características estruturais, texturais e mineralógicas, que permitem diferenciá-las:

- O posicionamento geográfico-estrutural é diferente, ou seja, os diques do Diabásio Cururu ocorrem preferencialmente fora dos limites do CMSO, enquanto os do "Diabásio Cateté" estão situados no interior do corpo máfico-ultramáfico.
- A presença de plagioclásio "turvado" é bem característica no "Diabásio Cateté", semelhante ao que se observa nos plagioclásios pertencentes aos gabros do CMSO, e bem distinta dos límpidos plagioclásios do Diabásio Cururu.

- A olivina é um mineral que no “Diabásio Cateté”, porém está ausente no Diabásio Cururu.
- O desenvolvimento de texturas coroníticas, formadas por cristais de piroxênio envolvidos por anfibólio, é observado no “Diabásio Cateté” e nas rochas da serra da Onça; entretanto, está ausente no Diabásio Cururu.
- Como nos exemplos acima, o plagioclásio poiquilítico é também um dos critérios utilizados, pois está presente no “Diabásio Cateté” e ausente no Cururu.
- A presença de quartzo e de intercrescimento micrográfico é observada no Diabásio Cururu e está ausente no “Diabásio Cateté”.

Mesoscopicamente os diabásios da Suíte Intrusiva Cateté exibem coloração cinza claro a cinza escuro. São rochas melanocráticas, holocristalinas, faneríticas, inequigranulares e predominantemente de granulação fina a média. Caracterizam-se por um aspecto homogêneo, maciço e uma textura isotrópica. Apresentam-se, às vezes, fraturados, com vênulas retilíneas, de espessuras milimétricas (1 a 3 mm), ricas em epidoto e dispostas transversalmente entre si.

A análise microscópica permitiu distinguir augita-diabásios, hiperstênio-diabásios e olivina-diabásios, segundo a ordem decrescente de abundância.

6.5.6.1 AUGITA-DIABÁSIO

Os augita-diabásios exibem textura ofítica (**Figura 42**), granulação média a fina e, localmente, grossa. São constituídos por plagioclásio, augita, hornblenda, biotita e minerais opacos.

O plagioclásio é do tipo labradorita (An 55% a 68%). Ocorre em cristais prismáticos e, ocasionalmente, em formas granulares. Exibem aspecto “turvo” (consequência da impregnação de finíssimos cristais de óxidos de ferro), maclamento polissintético e forte extinção ondulante.

A augita apresenta-se em grandes cristais tabulares e granulares, parcial a totalmente transformados em anfibólios e, mais raramente, em biotita; alguns cristais aparecem bastante fraturados.

A hornblenda ocorre na forma de pseudomorfo a partir do piroxênio ou desenvolve feições coroníticas nesse mesmo mineral. Pode também ser substituída por biotita.

Os minerais opacos (magnetita) ocorrem em cristais intergranulares, de forma subédrica, associados a cristais de labradorita e piroxênio, ou inclusos neles. Em geral, apresentam texturas esqueléticas, com cavidades preenchidas por titanita, anfibólio e/ou biotita (**Figura 43**).

6.5.6.2 HIPERSTÊNIO-DIABÁSIO

Os hiperstênio-diabásios são mineralógica e texturalmente semelhantes às rochas descritas anteriormente, sendo que a principal diferença está no aparecimento do hiperstênio. Constituindo a assembléia mineralógica, é observada a presença de labradorita, augita, hornblenda, biotita e minerais opacos. Exibem granulação fina-média e textura ofítica (**Figura 44**).

O plagioclásio é do tipo labradorita (An 55% a 68%). Ocorre em prismas ripiformes, exibindo maclamento polissintético, superfície “turvada” forte extinção ondulante e, localmente, zonado.

O hiperstênio apresenta-se em prismas alongados e possui pleocroísmo nas tonalidades rosadas; a augita ocorre em prismas tabulares e grãos subédricos a anédricos; ambos os piroxênios mostram, localmente, sinais de uralitização e transformação para hornblenda e/ou biotita.

Os minerais opacos ocorrem na forma de grãos irregulares de 0,5 a 1,2 mm de comprimento e, via de regra, em posição intercúmulus. Encontram-se, também, como diminutas pontuações associadas ao anfibólio, ou disseminados aleatoriamente na rocha.

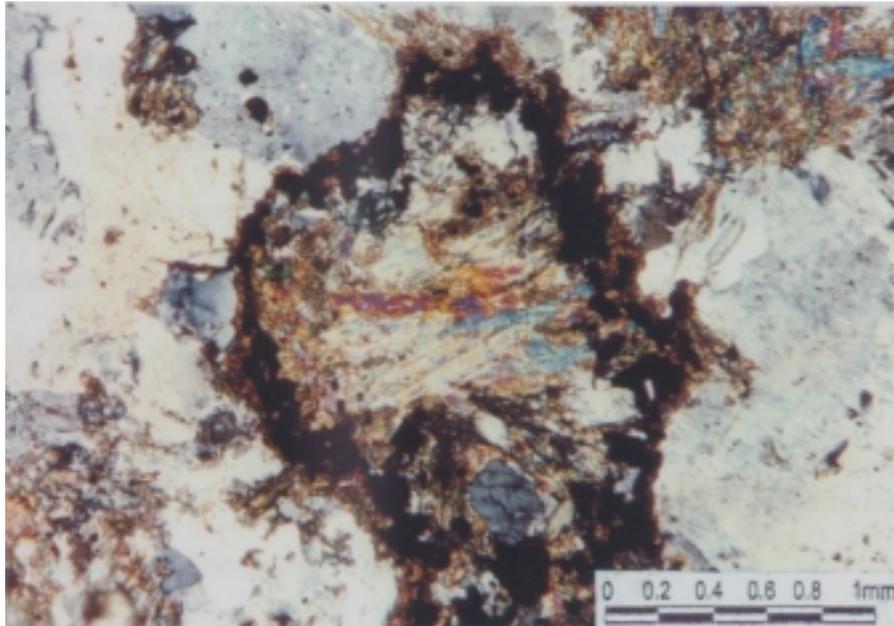


Figura 41: Fotomicrografia. Cristal de clinopiroxênio transformado em anfíbólio e biotita, com borda irregular constituída por minerais opacos e titanita em clinopiroxênio- monzonitos (EM-67 A; 5X; NX).



Figura 42: Fotomicrografia da textura óptica em augita-diabásio, formada por ripas de plagioclásio (pl) e cristais tabulares de augita (aug) (EM-218; 5X; NX).

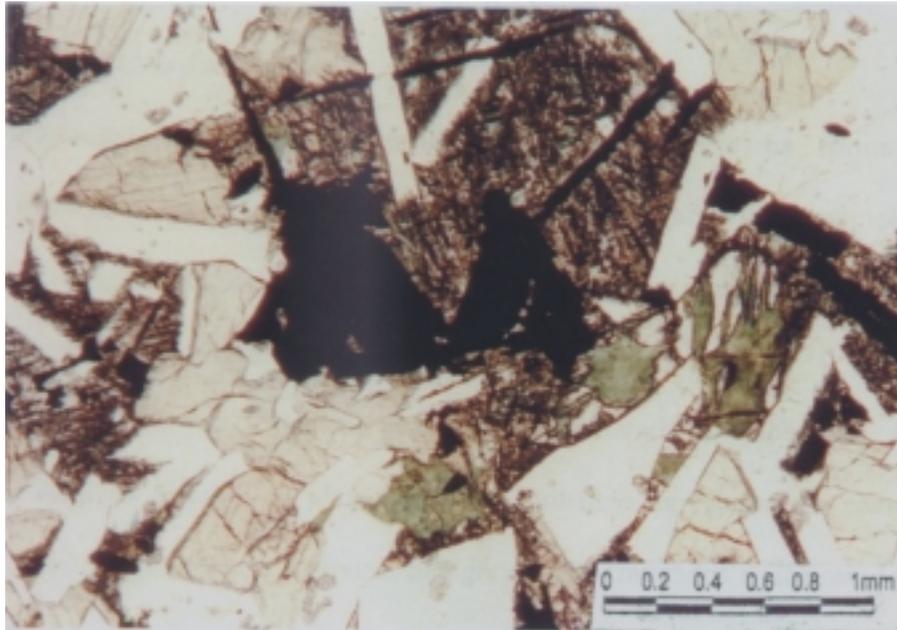


Figura 43: Fotomicrografia. Cristais hipidiomórficos de opacos em augita-diabásio. Ressalta-se a textura esquelética com cavidades preenchidas por anfibólio e titanita (EM-218; 5X; NX)

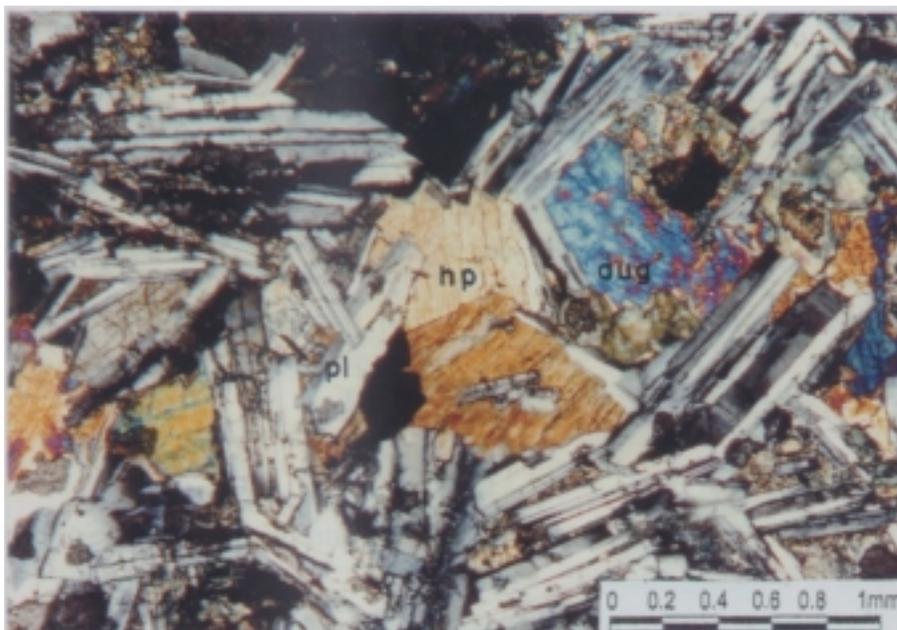


Figura 44: Fotomicrografia da textura óptica em hiperstênio-diabásios, formada por prismas ripiformes de plagioclásio (pl) e cristais tabulares de hiperstênio (hp) e augita (aug) (EM-119 B; 5X; NX).

A hornblenda apresenta-se uralitizada e substitui os piroxênios. Ocasionalmente desenvolve uma textura coronítica nesse último mineral. Alguns cristais de hornblenda apresentam-se transformados para biotita e, também, podem ocorrer independentemente entre os cristais de plagioclásio.

Vale ressaltar, a presença de feição porfírica local (**Figura 45**), definida pela presença de fenocristais de plagioclásio e pseudomorfos de hornblenda a partir do hiperstênio, com dimensões de até 4,0 mm de comprimento, imersos em matriz micro-cristalina, constituída por plagioclásio, augita, hiperstênio, hornblenda uralitizada, biotita e minerais opacos. Essa feição está relacionada a bordas de diques, locais em que se verificou um rápido resfriamento e cristalização magmática.

6.5.6.3 OLIVINA-DIABÁSIO

Essas rochas são distinguidas das demais variedades de diabásio pela ausência do hiperstênio e pela presença da olivina. Os demais componentes mineralógicos são os mesmos das variedades de diabásios anteriormente mencionadas. Observa-se, também, textura ofítica de granulação média (**Figura 46**).

O plagioclásio, do tipo labradorita (An 55% a 65%), ocorre na forma de prismas alongados de cerca de 0,8 mm de comprimento, exibindo moderada a forte extinção ondulante. Os cristais apresentam geminação do tipo albita-Carlsbad e, ocasionalmente, cristais zonados, além da característica superfície "turva".

A augita ocorre na forma de grandes cristais tabulares, subédricos a anédricos, distribuídos entre os prismas de plagioclásio ou formando agregados em contatos retos e irregulares, com o plagioclásio e a olivina. São geralmente fraturados e mostram leve alteração para hornblenda.

A olivina apresenta-se em formas placosas, subedrais e granulares, com aproximadamente 0,3 mm de comprimento. Exibem fraturamentos e grau variável de substituição para iddingsita.

Os minerais opacos ocorrem em grandes cristais irregulares de 0,8 a 1,5 mm de comprimento, situados nos contatos dos plagioclásio e/ou piroxênio; apresentam-se, também, como diminutos cristais inclusos nos plagioclásio ou concentrados nos pseudomorfos de piroxênio.

A hornblenda é produto de substituição dos piroxênios e ocorre preenchendo fraturas na olivina e no piroxênio; ocasionalmente é substituída pela biotita.

6.5.7 MICROSCOPIA DOS MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos ocorrem nas diversas unidades litológicas. Apresentam-se disseminados, porém com maior abundância nas porções inferiores das unidades estratigráficas presentes no CMSO. Em geral, os sulfetos e a cromita apresentam-se sob a forma de níveis concordantes com o acamamento estratigráfico. A distribuição da magnetita está mais controlada pelas feições estruturais.

No contexto dos serpentinitos foram identificadas magnetita, cromita, pirita, calcopirita, pentlandita, ilmenita, limonita, rutilo e cobaltita (?). Esses minerais estão dispostos segundo ordem geral decrescente de abundância. Ocorrem em volumes máximos de 7% com os sulfetos representando menos de 1%.

A magnetita ocorre em cristais anédricos e subédricos, em grãos finos a muito finos. Frequentemente encontra-se disseminada nas rochas porém, às vezes, concentra-se nas fraturas e ocasionalmente constitui pequenas vênulas. Comumente exibe um incipiente processo de martitização. Em alguns casos, as fraturas paralelas preenchidas por magnetita conferem um pseudo-bandamento à rocha, sugerindo que essa associação seja produto de remobilizações causadas pelo tectonismo rúptil.

A cromita apresenta-se na forma de grãos arredondados e poligonizados, normalmente com dimensões inferiores a 0,5 mm, dispersos na massa serpentinitica. Alguns grãos de cromita encontram-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas por magnetita e pentlandita. Em algumas



Figura 45: Fotomicrografia. Textura porfírica observada em hiperstênio-diabásio, definida por grande cristal de plagioclásio zonado, imerso em matriz microcristalina, (EM-212 B; 5X; NX).

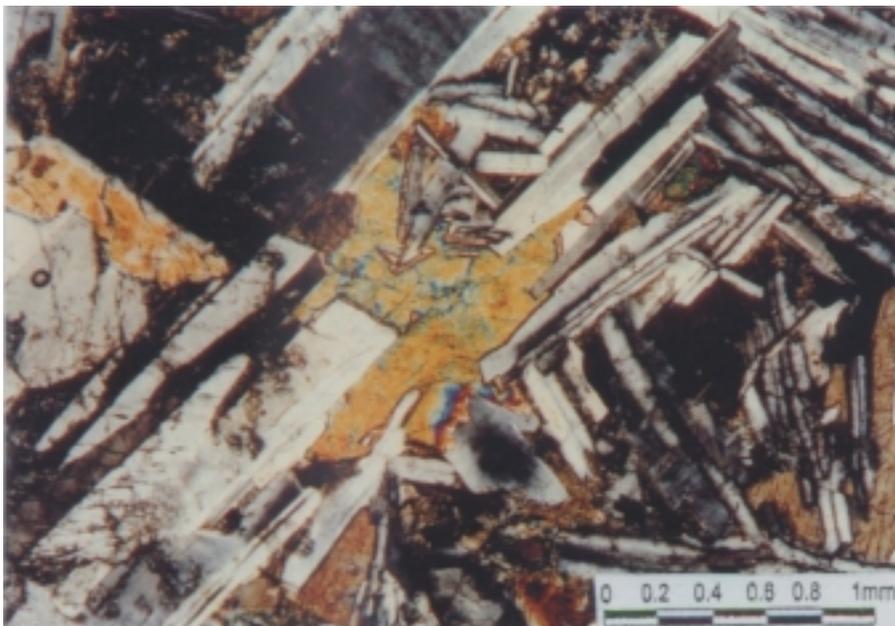


Figura 46: Fotomicrografia. Textura sub-ófitica observada nos olivina-diabásios (EM-76 B; 5X; NX).

dessas fraturas, ocasionalmente, a magnetita apresenta exsolução de ilmenita.

A pirita e a calcopirita ocorrem em grãos muito finos. Apresentam-se isolados ou associados, dispersos na massa rochosa. A calcopirita apresenta inclusões de coloração rosada, podendo tratar-se de cobaltita,

A limonita é resultante de alteração supergênica da magnetita-hematita.

No âmbito dos piroxenitos, a percentagem dos minerais opacos é inferior a 1%. Foram detectados pirita, calcopirita, magnetita e cromita, em ordem decrescente de abundância. Os sulfetos ocorrem sob a forma de grãos, inferiores a 50 μ . Esses grãos ocorrem dispersos na rocha e são constituídos por 1 ou por 2 tipos de sulfetos. A cromita e a magnetita ocorrem em grãos inferiores a 35 μ .

Nos gabronoritos foram identificadas pirita, calcopirita, pirrotita, magnetita, ilmenita, rutilo e cobaltita (?), em ordem decrescente de abundância. Os sulfetos ocorrem em grãos muito finos distribuídos na rocha e com característica mono ou polimineral. De maneira semelhante à observada nos serpentinitos, verifica-se na calcopirita, a presença de inclusões ($\leq 5 \mu$) com um relevo alto e coloração rosada, interpretadas como sendo de cobaltita. Localmente, os finos grãos de sulfetos encontram-se agrupados.

Ocasionalmente é observada a presença de magnetita e ilmenita, em forma de diminutos grãos isolados.

Os sulfetos detectados nos gabronoritos constituem normalmente menos de 0,3% da rocha, embora, localmente, conteúdos de até 1% tenham sido observados.

6.5.8 CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Os cristais cúmulus estão presentes de maneira constante, nos diversos tipos litológicos e confirmam um processo petrogenético relacionado à “deposição” de cúmulus fornecendo ao CMSO uma natureza cumulática.

A análise dos cristais reliquias e pseudomorfos de olivina e de piroxênio indica que as rochas serpentiniticas foram originadas de grandes massas peridotíticas predominantemente de natureza adcumulática.

O estudo petrográfico não revelou a presença de cristais oclares, rotacionados e/ou recristalizados, matriz cominuída, anisotropia estrutural, transformações mineralógicas, ou qualquer outra feição que pudesse indicar a atuação de processos metamórficos e/ou deformacionais sobre as rochas do CMSO. A generalizada presença de cristais de plagioclásio com maclamento bem preservado é outra evidência de que o corpo máfico-ultramáfico não foi submetido a intensos processos termodinâmicos.

A repetição das camadas constituídas por serpentinitos e piroxenitos sugere a natureza cíclica do CMSO constituído de pelo menos dois ciclos magmáticos: um representado por serpentinito/piroxenito e outro por serpentinito, piroxenito e gabro.

A grande frequência de cristais euédricos de olivina, piroxênio e plagioclásio, de aspectos poligonizados e em contatos retos e bem definidos, a presença de estrutura em “mosaico” e de junção tríplice sugerem um lento resfriamento magmático, em uma câmara com grande quietude tectônica a partir de um magma de alta temperatura. Salienta-se que nas seqüências gabróicas e piroxeníticas, a presença de lamelas de exsolução de clinopiroxênios nos ortopiroxênios caracteriza a pigeonita invertida, vindo também a corroborar um lento resfriamento e cristalização de um magma com elevadas temperaturas.

A freqüente presença de plagioclásio turvado é outra peculiar característica petrográfica do CMSO. Estudos realizados por Abram (1994), em semelhantes plagioclásios provenientes do corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela (Ipiaubahia), revelaram que os opacos possuem “teores elevados de Al₂O₃ e MgO que apontam para a composição de um espinélio”. De acordo com Wass *apud* Abram (1994): “o plagioclásio quando cristalizado em níveis crustais profundos, em rochas cumuláticas, incorpora significativas quan-

tidades de MgO e FeO. Com a ascensão desses cumulos para níveis crustais mais superiores, este mineral sofre um processo de desmisturação para espinélio em decorrência das mudanças nas condições de T e P". Correlacionando-se as condições descritas para a evolução magmática das rochas da serra da Onça, sugere-se que a presença de plagioclásio turvado possa resultar da desmisturação para espinélio, o que é uma feição indicativa de altas pressões e elevadas temperaturas durante a cristalização magmática do CMSO.

A frequência modal dos constituintes cumuláticos e as características texturais das rochas que compõem o CMSO, permitem reconstituir a ordem de cristalização/fracionamento mineral. Consta-se, nas porções basais, que a olivina foi o primeiro mineral a ser formado, seguida pelo espinélio cromífero. Na porção intermediária do complexo observa-se o desaparecimento da olivina e a cristalização do piroxênio, sendo o ortopiroxênio mais precoce que o clinopiroxênio. Finalmente, nas porções superiores aparece o plagioclásio, primeiramente, como mineral intercúmulus e, finalmente como cúmulus.

As características petrográficas do CMSO permitem compará-lo a outros complexos máfico-ultramáficos portadores de mineralizações de EGP, tais como o Complexo de Bushveld (África do Sul), o Great Dyke (Zimbábue), o Complexo Muskox (Canadá) e, assemelhando-se bastante ao Complexo de Stillwater (Estados Unidos).

Com relação às rochas monzoníticas e aos diques de diabásio, as suas características texturais e mineralógicas, bem como a comparação com os complexos máfico-ultramáficos acima citados, são sugestivas de que estejam associados aos estágios finais do magmatismo máfico-ultramáfico que originou o CMSO.

6.6 PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

6.6.1 GENERALIDADES

A prospecção geoquímica realizada na serra da Onça, objetivou a revelação de mineralizações associadas a depósitos magmáticos e de alvos geoquímicos, que

pudessem conduzir às referidas mineralizações. Objetivou, também, determinar e otimizar o método prospectivo, em condições geológicas (corpo máfico-ultramáfico) e ambientais (Amazônia) regionais, de maneira à subsidiar os trabalhos semelhantes. Essa prospecção serviu ainda como auxílio ao mapeamento geológico, particularmente no estabelecimento de contatos litológicos, em áreas onde não existiam afloramentos.

O planejamento e a metodologia geoquímica foram determinados com base na pesquisa bibliográfica (Levinson, 1974; Augé & Maurizot, 1995; Bowles, 1986; Salpeteur & Jezequel, 1992; Bowles et al. 1994; etc), em *workshops* promovidos pela CPRM e na experiência acumulada pelo corpo técnico da CPRM em projetos de prospecção geoquímica.

A metodologia de amostragem e de análise consta do **Capítulo 2** - item 2, deste informe. Conforme descrito, foram amostrados: solos, concentrados de solos, sedimentos de corrente e concentrados de aluvião. Os resultados obtidos serão descritos, segundo essa ordem, e, como último item, será apresentado uma integração dos resultados.

As alíquotas das amostras coletadas na serra da Onça encontram-se arquivadas no LAMIN (CPRM-Rio de Janeiro). A interpretação das informações geoquímicas foi executada através do programa SURFER, da Golden Software, para a elaboração dos arquivos geoquímicos; do STATISTICA, da Statsoft, para os cálculos estatísticos e do PLOTIT, da Scientific Programming Enterprises, para a construção dos perfis geoquímicos.

Objetivando uma maior confiabilidade e representatividade dos cálculos estatísticos e da interpretação para os solos e concentrados de solos, o arquivo geoquímico foi dividido em quatro populações, de acordo com a natureza do substrato litológico, no qual foi executado a amostragem. Dessa maneira foram consideradas: Rochas Encaixantes (Complexo Xingu e Granito Plaquê), Serpentinitos, Piroxenitos e Gabros, sendo esses 3 últimos litótipos integrantes da Suíte Intrusiva

Cateté. Utilizando o programa Statistica, foram consideradas para cada elemento analisado (Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Au, Pt e Pd), para os materiais amostrados (solos, concentrados de solo, sedimentos de corrente e concentrados de aluvião) os seguintes parâmetros: o número de amostras (n), a média geométrica (M), o desvio padrão (σ), o valor mínimo, o valor máximo, o *outlier* (valor fora dos padrões) e as anomalias ($M+2\sigma$). Esses cálculos foram executados para a População Global (**Tabela 3**), para as Rochas Encaixantes (**Tabela 4**), para os Serpentinóis (**Tabela 5**), para os Piroxenitos (**Tabela 6**), para os Gabros (**Tabela 7**). Para avaliar o comportamento dos elementos analisados nos solos e nos concentrados de solo foram confeccionados perfis geológicos e geoquímicos (**Figura 47**). Também foram calculadas as Matrizes de Correlação (**Figura 48**), com base no coeficiente de correlação linear de Pearson (r).

6.6.2 POPULAÇÃO GLOBAL

Observando-se os dados da **Tabela 3** (Sumário Estatístico-População Global) e tendo por base o valor médio, verifica-se que o Zn, Co e Cr apresentam o maior enriquecimento nos concentrados de solo; o Ni foi mais enriquecido nos solos e o Cu apresentou valores semelhantes nos solos (57ppm) e concentrados de solo (60 ppm). Tendo por parâmetro o desvio padrão verifica-se que a maior dispersão geoquímica para o Cu, Zn, Co e Cr foi observada nos concentrados de solo, enquanto que para o Ni, nos solos.

A **Tabela 3** demonstra, com relação ao Au, Pd e Pt, e considerando-se somente os materiais amostrados (concentrados de solo e concentrados de aluvião), que o maior conteúdo de Au foi detectado nos concentrados de aluvião; da Pt nos concentrados de solo, enquanto que para o Pd observa-se o mesmo teor no dois materiais citados. Com relação à dispersão geoquímica verifica-se que o Pt e o Pd apresentam um maior desvio padrão nos concentrados de solo, enquanto que o Au, nos concentrados de aluvião.

Ainda com base na **Tabela 3**, observa-se que o Cu, Zn e Cr demonstraram um maior enriquecimento nos concentrados

de solo, enquanto que o Co e o Ni, nos sedimentos de corrente. Considerando os valores do desvio padrão, a maior dispersão geoquímica do Cu, Zn, Co e Cr foi nos concentrados de aluvião, enquanto que para o Ni, nos sedimentos de corrente.

Uma das melhores maneiras de se comparar a variação dos teores de Cr, Ni, Co, Zn e Cu, entre os solos e os concentrados de solo é através da observação dos perfis geoquímicos e geológico (**Figura 47**). Nesses perfis, exemplificados pela LT-90, pode-se observar a variação dos teores dos elementos considerados nos materiais citados. Observa-se, primeiramente, nos diversos tipos rochosos, que os teores em ambos os materiais (solo e concentrados de solo) exibem um padrão de distribuição semelhante, para os elementos estudados. Para o Cu, Zn, Co e Cr os teores nos concentrados de solo são semelhantes ou levemente superiores aos observados nos solos, enquanto que para o Ni, verifica-se o inverso. Isso em razão deste elemento estar associado principalmente aos argilominerais (ex: smectitas) que estão enriquecidos nos solos. Constata-se também, que alguns picos anômalos são melhor ressaltados nos concentrados de solo. Entretanto, são igualmente refletidos nos teores dos solos.

Pelo exposto, admite-se que a dispersão geoquímica do Ni é predominantemente hidromórfica e do Cr, mecânica, possivelmente através da cromita. Para os demais elementos (Co, Zn e Cu) sugere-se uma igual participação dos fatores hidromórficos e mecânicos, apesar de uma pequena predominância desses últimos.

Ainda com base na **Tabela 3** e na **Figura 47**, tanto para os solos como para os concentrados de solo, os menores teores foram observados nas rochas encaixantes (exceto para o Cr, na **Figura 47**, devido ao movimento do solo contendo cromita). Em consequência da natureza das rochas, as ultramáficas apresentam os maiores teores em Cr, Ni e Co e as máficas em Cu. O Zn não apresentou um comportamento diretamente vinculado a um tipo litológico, podendo ser indicativo de falhamentos relacionados às atividades hidrotermais.

Tabela 3 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO – População Global
Alvo: Serra da Onça

Elemento	Material	n	Média (M)	Desvio Padrão (σ)	Valor Mínimo	Valor Máximo	Outlier	Anomalia (M+2 σ)
Cu	solo	667	57	52	2	225	-	161
	conc. solo	664	60	93	1	590	960	246
	sed. corrente	95	17	18	2	102	-	53
	conc. aluvião	92	35	69	1	280	470; 750	173
Zn	solo	666	84	60	4	600	1000	204
	conc. solo	664	95	76	2	600	1180	247
	sed. corrente	95	40	24	1	126	-	88
	conc. aluvião	92	66	37	10	245	410; 520	140
Co	solo	665	224	202	2	1040	1620; 2500	628
	conc. solo	664	471	927	4	10200	-	2325
	sed. corrente	95	97	73	3	340	510, 640	243
	conc. aluvião	92	73	144	5	870	3300; 3300	361
Ni	solo	667	3572	5620	1	32000	-	14812
	conc. solo	664	1444	1979	7	16000	-	5402
	sed. corrente	95	951	1026	7	4800	8300; 15000	3003
	conc. aluvião	92	305	325	5	1975	6000; 6500	955
Cr	solo	667	3273	3867	20	22000	-	11007
	conc. solo	664	16631	16641	85	74000	165000	49913
	sed. corrente	95	2573	1800	40	9000	18000; 21750	6173
	conc. aluvião	94	22873	13018	720	69000	-	48908
Au	conc. solo	91	0,06	0,15	0,01	0,96	3,97	0,36
	conc. aluvião	19	0,16	0,33	0,02	1,29	-	0,82
Pd	conc. solo	71	0,05	0,06	0,01	0,40	-	0,17
	conc. aluvião	5	0,05	0,03	0,02	0,08	-	0,11
Pt	conc. solo	53	0,10	0,14	0,02	0,80	-	0,38
	conc. aluvião	3	0,07	0,05	0,04	0,12	-	0,17

Obs.: nos concentrados de aluvião foram excluídas as amostras PS-B-46 e 47, que continham os valores *outliers* descritos na tabela para Cu, Zn, Co e Ni.

Tabela 4 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO – População: Rochas Encaixantes
Alvo: Serra da Onça

Elemento	Material	n	Média (M)	Desvio Padrão (σ)	Valor Mínimo	Valor Máximo	Outlier	Anomalia (M+2 σ)
Cu	solo	70	25	36	2	200	-	97
	conc. solo	69	11	14	1	90	-	39
Zn	solo	70	56	43	8	184	-	142
	conc. solo	68	68	32	18	160	250	132
Co	solo	70	141	163	2	600	-	467
	conc. solo	69	179	297	5	1800	-	773
Ni	solo	70	1796	2563	1	10750	-	6922
	conc. solo	68	744	966	7	3950	6500	2676
Cr	solo	70	2504	2849	30	17250	-	8202
	conc. solo	69	25732	19403	925	62500	-	64538
Au	conc. solo	15	0,04	0,02	0,01	0,09	0,85	0,08
Pd	conc. solo	3	0,03	0,02	0,01	0,04	-	-
Pt	conc. solo	6	0,11	0,10	0,03	0,30	-	-

Tabela 5 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO – População: Serpentinóis
Alvo: Serra da Onça

Elemento	Material	n	Média (M)	Desvio Padrão (σ)	Valor Mínimo	Valor Máximo	outlier	Anomalia (M+2 σ)
Cu	solo	197	29	24	5	160	-	77
	conc. solo	197	17	27	1	205	-	71
Zn	solo	197	107	78	20	600	-	263
	conc. solo	196	110	86	5	600	1180	282
Co	solo	195	371	229	11	1040	1620; 2500	829
	conc. solo	195	719	1031	10	6000	10000;10200	2781
Ni	solo	197	8438	6962	70	32000	-	22362
	conc. solo	195	2331	2052	57	11000	15500;16000	6435
Cr	solo	197	3745	2544	175	12750	-	8833
	conc. solo	196	24707	15424	1650	70000	165000	55555
Au	conc. solo	23	0,03	0,01	0,01	0,07	-	0,05
Pd	conc. solo	10	0,03	0,02	0,01	0,08	-	-
Pt	conc. solo	12	0,04	0,02	0,02	0,07	-	-

Tabela 6 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO – População: Piroxenóis
Alvo: Serra da Onça

Elemento	Material	n	Média (M)	Desvio Padrão (σ)	Valor Mínimo	Valor Máximo	outlier	Anomalia (M+2 σ)
Cu	solo	120	32	29	5	215	-	90
	conc. solo	120	19	24	1	140	-	67
Zn	solo	119	111	57	14	360	1000	225
	conc. solo	119	109	69	2	360	470	247
Co	solo	120	301	198	7	930	-	697
	conc. solo	119	515	650	18	3600	7200	1815
Ni	solo	119	4036	4493	19	22500	29500	13022
	conc. solo	120	2247	2168	56	10000	-	6583
Cr	solo	120	8157	4333	315	22000	-	16823
	conc. solo	120	18147	17145	2750	74000	-	52437
Au	conc. solo	11	0,05	0,11	0,01	0,38	3,97	-
Pd	conc. solo	10	0,03	0,02	0,01	0,05	0,12; 0,12	-
Pt	conc. solo	5	0,14	0,17	0,04	0,44	-	-

Tabela 7 - SUMÁRIO ESTATÍSTICO – População: Gabros
Alvo: Serra da Onça

Elemento	Material	n	Média (M)	Desvio Padrão (σ)	Valor Mínimo	Valor Máximo	outlier	Anomalia (M+2 σ)
Cu	solo	280	95	54	2	255	-	203
	conc. solo	277	120	118	2	590	960	356
Zn	solo	280	63	31	4	206	-	125
	conc. solo	278	83	72	8	430	-	227
Co	solo	279	107	61	2	380	650	229
	conc. solo	278	257	411	4	2500	-	1079
Ni	solo	279	277	512	2	4400	7500	1301
	conc. solo	278	524	897	10	6400	-	2318
Cr	solo	280	1039	2359	20	18500	-	5757
	conc. solo	278	8025	10923	85	65000	-	29871
Au	conc. solo	39	0,05	0,10	0,01	0,50	0,96	0,25
Pd	conc. solo	46	0,06	0,07	0,01	0,40	-	0,20
Pt	conc. solo	30	0,11	0,17	0,02	0,80	-	0,45

Para o entendimento das correlações geoquímicas, nos diversos materiais amostrados, utilizou-se as matrizes de correlações (**Figura 48**) aplicadas à População Global. Assim, para os solos, observa-se que a maior afinidade geoquímica positiva foi para Co-Ni e secundariamente, para o Zn com o Co e Ni. Face ao grau de mobilidade desses elementos no ambiente supergênico é possível tratar-se de um movimento hidromórfico relacionado aos minerais argilosos e/ou incorporados na estrutura dos óxido/hidróxidos de ferro, como a goethita, freqüentemente presente nos materiais amostrados.

Nos concentrados de solo, repetiram-se as associações acima, em semelhantes valores. A Pt e o Pd exibiram uma fraca correlação geoquímica com o Au. Admite-se para essas afinidades/mobilidades que esses elementos estejam associados às concreções ferruginosas, freqüentemente detectadas no material mencionado.

Para os sedimentos de corrente observam-se as correlações Zn-Co-Ni-Cr, Co-Ni-Cr e Ni-Cr, todas positivas de baixo grau. Como foi observado na correlação geoquímica nos solos, admite-se que, também para os sedimentos de corrente, os mencionados elementos estejam relacionados aos minerais argilosos e às minúsculas partículas formadas de concreções ferruginosas.

Nos concentrados de aluvião, as mais evidentes correlações geoquímicas foram Cu-Co-Zn-Ni, Zn-Co-Ni-Cr e Co-Ni. Admite-se que as mesmas estejam associadas às concreções ferruginosas, presentes naquele material.

Interpretando-se as correlações acima, verifica-se que são típicas de um contexto máfico-ultramáfico, refletindo o resultado do mapeamento geológico, particularmente, as que relacionam o Ni-Co-Cr. Observa-se também outras correlações, comandadas pelo Zn, Cu e Ni. Essas são sugestivas da presença de uma fase sulfetada, o que estaria compatível com as mineralizações desse tipo, detectadas durante os trabalhos de campo.

6.6.3 SOLOS

A interpretação dos dados foi feita através do cálculo dos parâmetros do Sumário Estatístico aplicados às populações: Rochas Encaixantes (**Tabela 4**), Serpentinitos (**Tabela 5**), Piroxenitos (**Tabela 6**) e Gabros (**Tabela 7**). Confeccionou-se, também, para cada uma das 12 transversais, perfis geoquímicos, com uma base geológica conforme pode ser observado nas **Figuras 49** (LT-60), **50** (LT-70), **51** (LT-90), **52** (LT-110), **53** (LT-130), **54** (LT-150), **55** (LT-170), **56** (LT-190), **57** (LT-210), **58** (LT-230), **59** (LT-250) e **60** (LT-270).

Baseado na integração dos dados acima, podem ser feitas as seguintes considerações:

- Os mais baixos teores de Cu foram observados nos solos provenientes das rochas encaixantes (25 ppm), seguidos pelos dos serpentinitos (29 ppm), piroxenitos (32 ppm), sendo os maiores teores, dos gabros (95 ppm). Esse padrão crescente desses 3 últimos litótipos está concordante com o processo de diferenciação do magmatismo Cateté, com o contínuo enriquecimento em Cu, dos primeiros termos diferenciados (serpentinitos/dunitos) para os últimos (gabros). No que se refere às rochas encaixantes, o valor encontrado também está compatível, pois tratam-se de litótipos de natureza ácida. Todos os valores acima estão de acordo com os fornecidos por Levinson (1974) para esse tipo de material. Verifica-se ainda, que o comportamento do Cu ao longo dos perfis geoquímicos delimita as rochas encaixantes, as máficas e as ultramáficas.

- Com relação ao Zn, constata-se valores médios de 56 ppm para os solos originados das rochas encaixantes, 107 ppm dos serpentinitos, 111 ppm dos piroxenitos e 63 ppm dos gabros. Apesar desses valores calculados, a variação dos mesmos ao longo dos perfis geoquímicos, apresenta-se errática e não demonstra um relacionamento direto com os diversos litótipos. Esse comportamento está compatível com a alta mobilidade desse elemento em condições supergênicas ácidas (Levin-

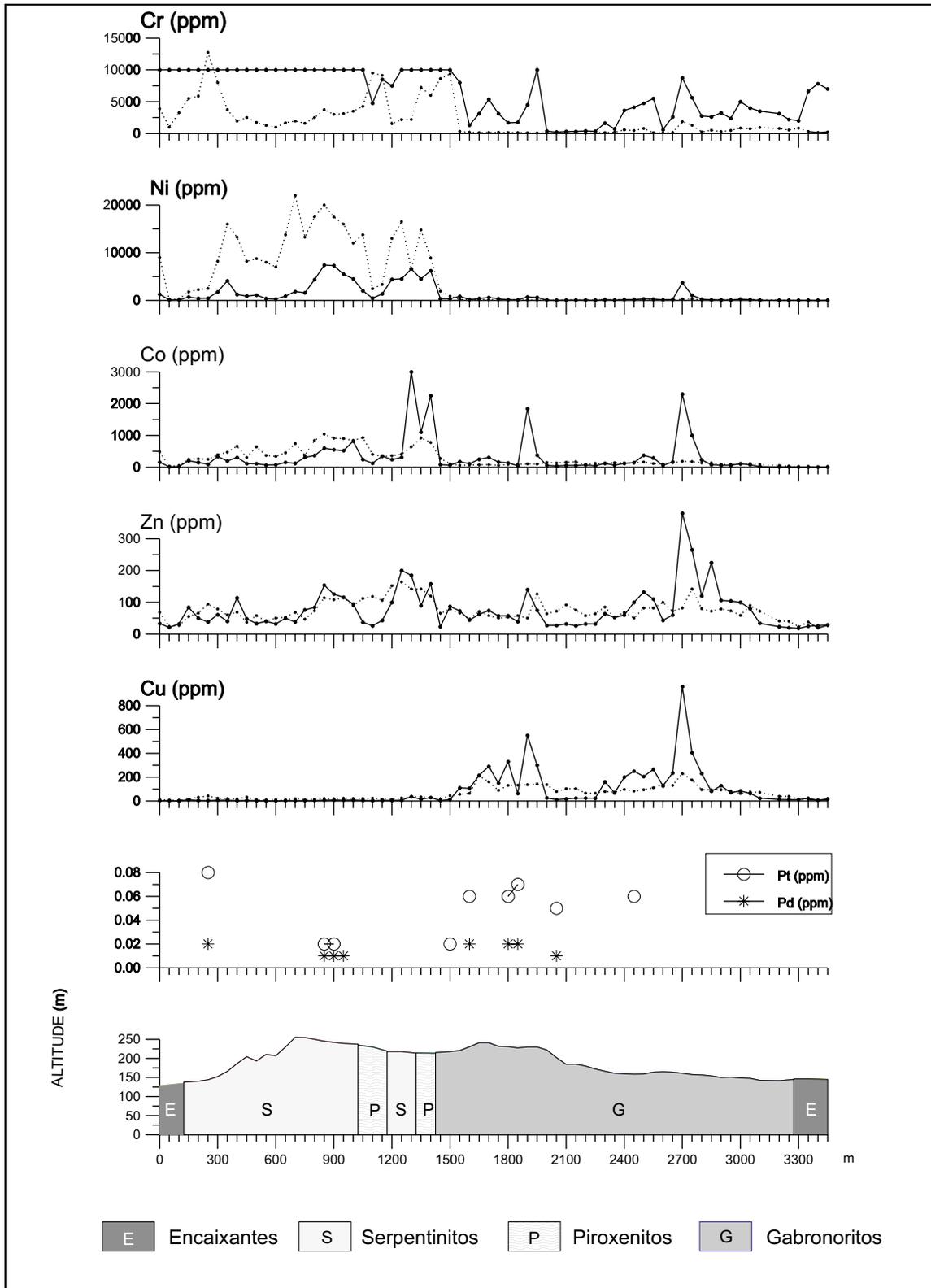


Figura 47 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT-90
 Material: Concentrados de solo (—•—) e solos (·····)

População Global – Material: solo (n=667)

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr
Cu	1				
Zn	-	1			
Co	-0,28	0,57	1		
Ni	-0,35	0,43	0,73	1	
Cr	-0,35	0,21	0,24	0,16	1

População Global – Material: concentrados de solo (n=667)

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Au	Pd	Pt
Cu	1							
Zn	-	1						
Co	-	0,69	1					
Ni	-0,14	0,58	0,61	1				
Cr	-0,32	-	-	0,11	1			
Au	-	-	-	-	-	1		
Pd	-	-	-	-	-	0,42	1	
Pt	-	-	-	-	-	0,30	-	1

População Global – Material: sedimentos de corrente (n=93)

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr
Cu	1				
Zn	0,30	1			
Co	0,29	0,90	1		
Ni	-	0,85	0,86	1	
Cr	-	0,67	0,56	0,58	1

População Global – Material: concentrados de aluvião (n=92)

	Cu	Zn	Co	Ni	Cr	Au	Pd	Pt
Cu	1							
Zn	0,36	1						
Co	0,81	0,51	1					
Ni	0,35	0,45	0,65	1				
Cr	-0,47	0,35	-0,29	-	1			
Au	-	-	-	-	-	1		
Pd	-	-	-	-	-	-	1	
Pt	-	-	-	-	-	-	-	1

(-) inferior ao nível de significância

Figura 48 – Matrizes de Correlação – Alvo Serra da Onça
 Correlações não significativas a $r < 0,05$
 r = coeficiente de correlação de Pearson

son, 1974). Ainda segundo este autor, os valores de Zn detectados na serra da Onça estão compatíveis com a abundância média em solos.

- Para o Co foram observados teores de 141 ppm para os solos provenientes das rochas encaixantes, 371 ppm dos serpentinitos, 301 ppm dos piroxenitos e 107 ppm dos gabros. Segundo Rose et al. (1979), esse elemento em condições ambientais caracterizadas por variações de pH de 5-8 (observáveis na região da serra da Onça), apresenta-se com pouca mobilidade geoquímica. Em razão dessa propriedade, nos perfis geoquímicos o cobalto delimita relativamente bem as rochas máficas das ultramáficas. Embora, nesse último grupo, não individualize os serpentinitos dos piroxenitos. Os valores decrescentes encontrados nos solos provenientes da trilogia serpentinitos-piroxenitos-gabros, estão de acordo com o empobrecimento do Co, ao longo do processo de cristalização fracionada do magmatismo Cateté. O comportamento geoquímico do Co no ambiente supergênico, em especial no laterítico, caracteriza-se por “acompanhar” o Ni. Enriquece-se (Co) na fração argilosa dos solos, como também pode ser facilmente incorporado na estrutura de goethita (formando concreções) e assim também se enriquecer em parte nos concentrados de solos e de aluvião (Cornel & Schwertmann, 1996).

- De acordo com os resultados das **Tabelas 4, 5, 6 e 7**, o valor médio de Ni nos solos oriundos das rochas encaixantes é de 1.796 ppm, dos serpentinitos é 8.438 ppm, dos piroxenitos é 4.036 ppm e dos gabros é 277 ppm. Nesse contexto, destacam-se inicialmente os altos valores detectados e, com exceção para os gabros, os demais estão acima da média dos valores para solo, fornecida por Levinson (1974). Com relação ao alto teor de Ni observado nos solos das rochas encaixantes (granitos e gnaisses), muito superior ao encontrado nesse tipo de rocha (0,5 ppm, segundo Levinson, 1974), é justificado pelo deslocamento de solo, motivado pela elevada posição topográfica em que se encontram as rochas máfico-ultramáficas. Examinando os perfis geoquímicos, observa-se que a variação dos teores de níquel separa as

rochas máficas das ultramáficas, embora, nesse último grupo, não individualize os termos componentes. O comportamento do Ni está compatível com a sua pouca mobilidade em ambientes supergênicos ácidos (Rose et al. 1979), como o verificado na serra da Onça. Os teores decrescentes de níquel nos solos originados dos serpentinitos para os dos gabros, estão compatíveis com a sucessão de valores observados nessas rochas, como consequência do empobrecimento desse elemento, durante o processo de cristalização magmática. O forte enriquecimento supergênico em Ni produziu a jazida de Ni-laterítico, que capeia a serra da Onça (Heim & Castro Filho, 1986). Como mencionado no parágrafo anterior, o Ni “acompanha” o Co no ambiente supergênico e como apresenta dificuldades em incorporar-se na estrutura da goethita, tende a acumular-se nos argilominerais (ex: Ni-esmectita) e, conseqüentemente, enriquecer-se nos solos (Cornel & Schwertmann, 1996).

- O teor médio de Cr nos solos provenientes das rochas encaixantes é de 2.504 ppm, dos serpentinitos é de 3.745 ppm, dos piroxenitos, 8.157 ppm e dos gabros, de 1.039 ppm. Todos esses valores são maiores do que a faixa de valores médios (5-1.000 ppm) estabelecida para o conteúdo desse elemento nos solos (Levinson, 1974). À exemplo do que foi observado para o Ni, o teor de Cr nos solos derivados das rochas encaixantes (Granito Plaquê e Complexo Xingu) não está compatível com o esperado para esse tipo litológico (4 ppm), o que sugere a presença de solos transportados. O comportamento do Cr nos perfis de solos separa as rochas máficas das ultramáficas, entretanto, não consegue individualizar os serpentinitos dos piroxenitos. As análises mineralógicas dos concentrados de solo e os estudos petrográficos acusaram a freqüente presença de cromita, particularmente nos serpentinitos. O processo de diferenciação magmática estabelecido para o CMSO indica que o Cr empobreceu-se dos serpentinitos em direção aos gabros. Portanto, os solos derivados dos serpentinitos deveriam apresentar o maior enriquecimento em Cr; entretanto, o que se observa é que os solos dos piroxenitos são os mais ricos. Como as condi-

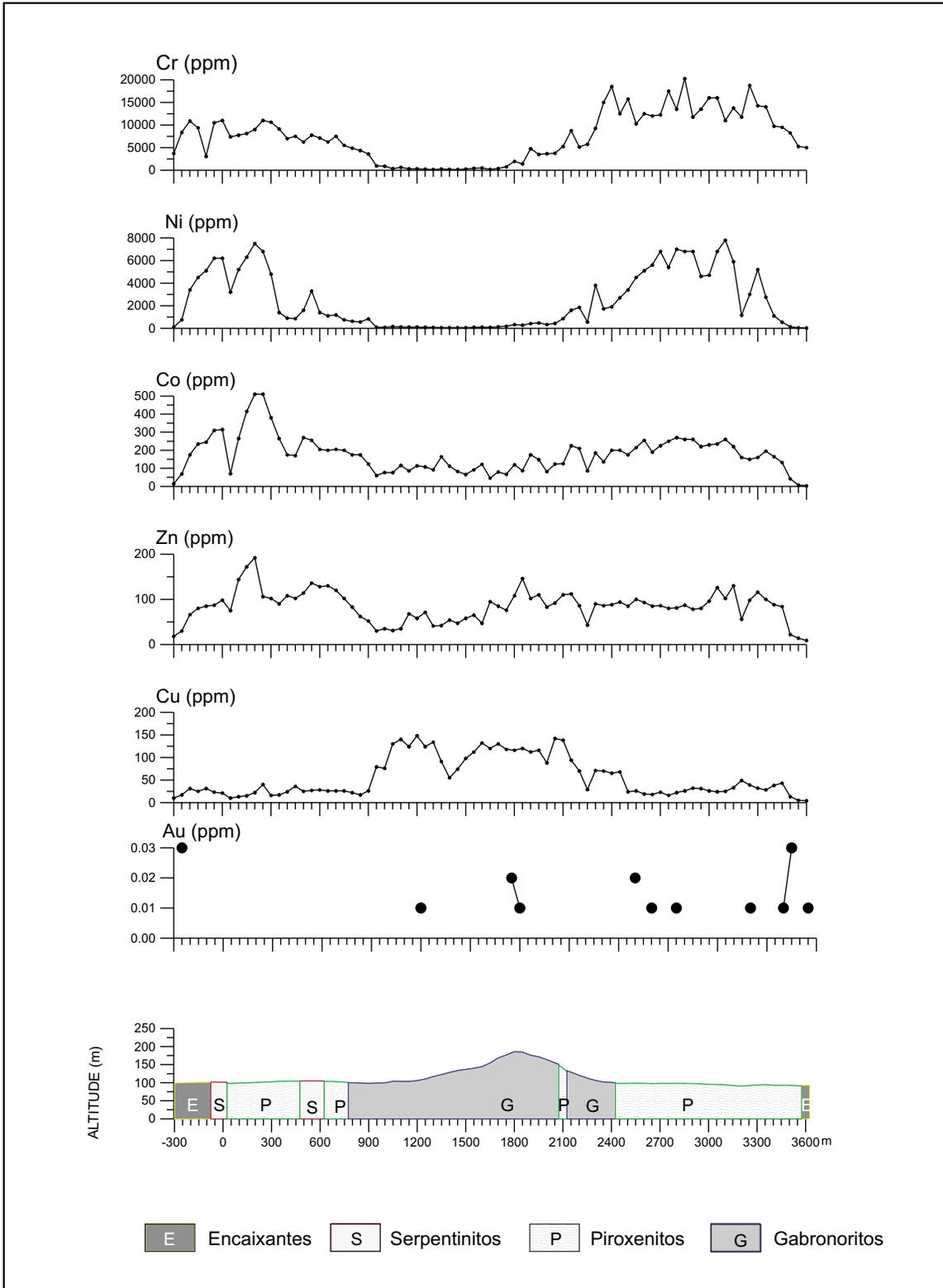


Figura 49 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT-60
 Material: Solo
 Au: amostras de concentrados de solo

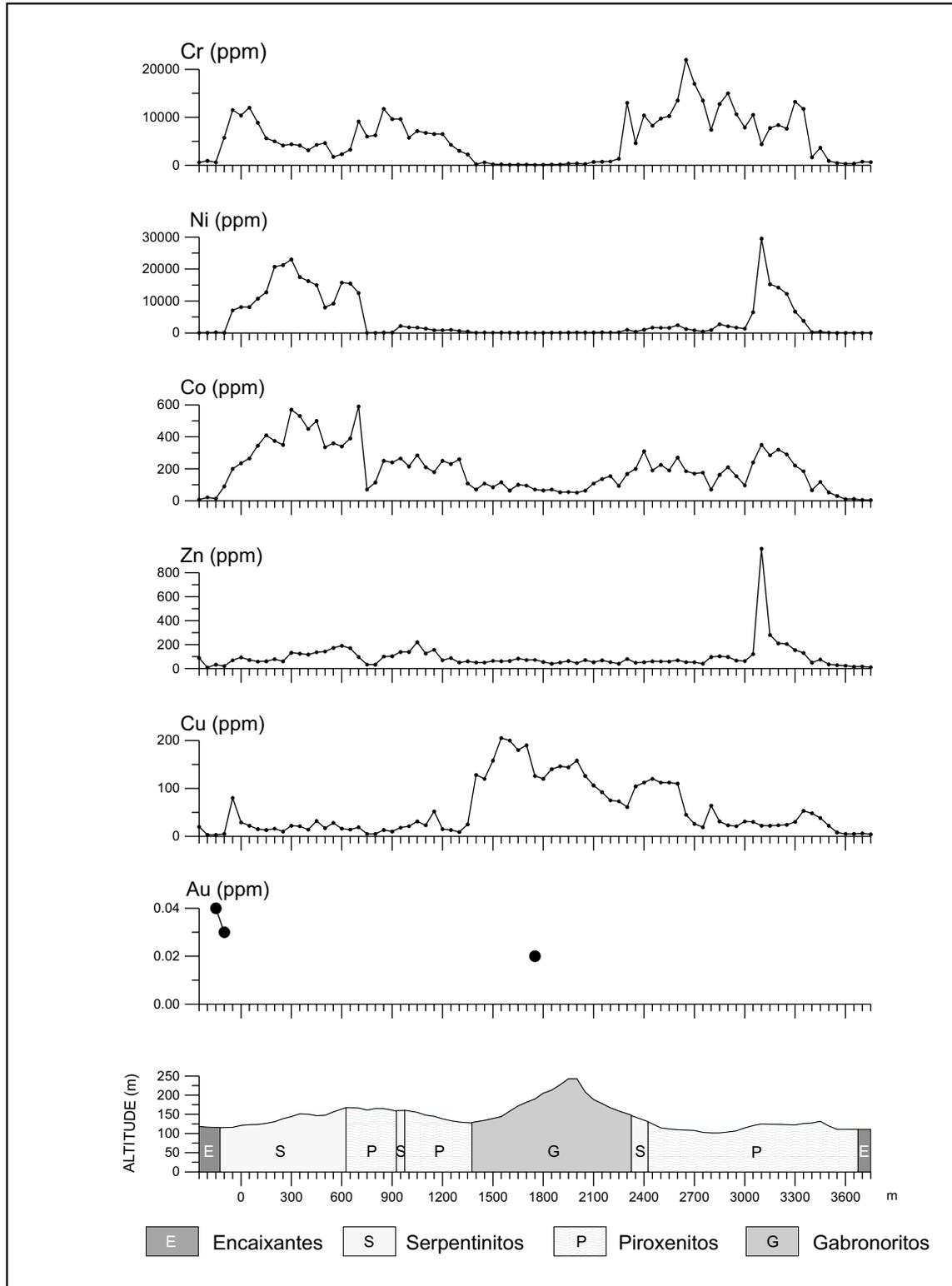


Figura 50 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 70
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

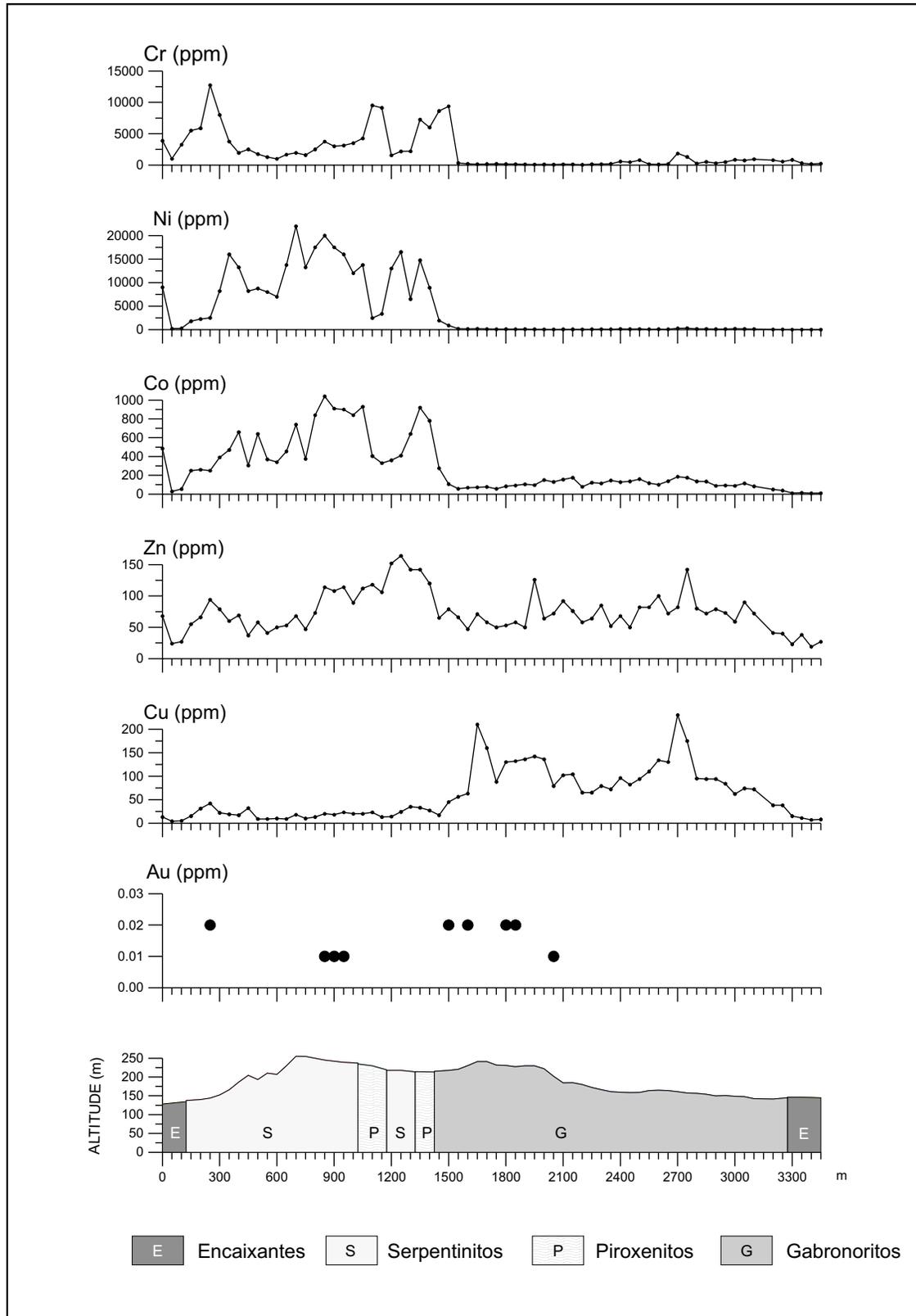


Figura 51 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT-90
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

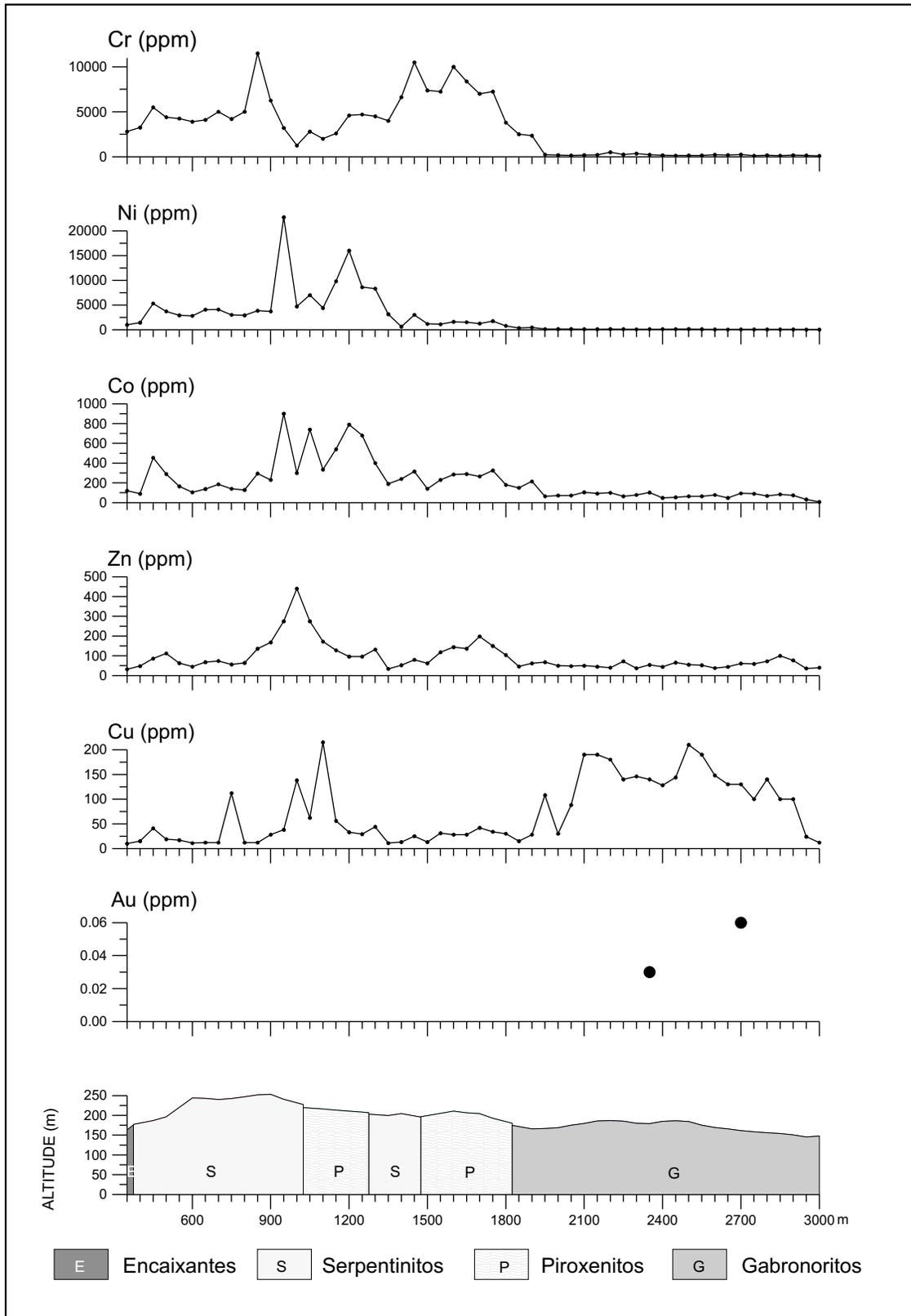


Figura 52- Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 110
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

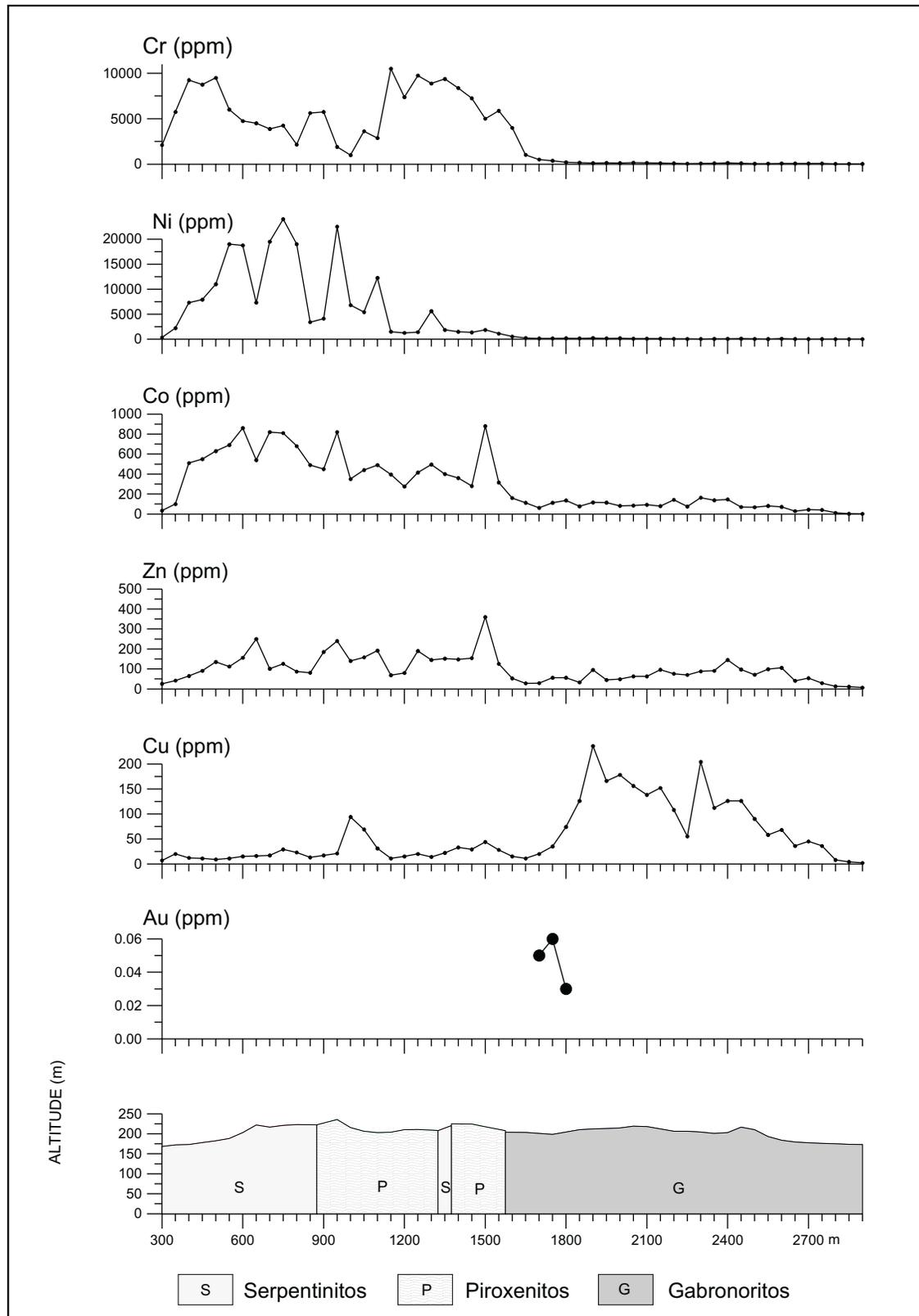


Figura 53 - Serra da Onça - Perfís Geoquímicos e Geológico - LT-130
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

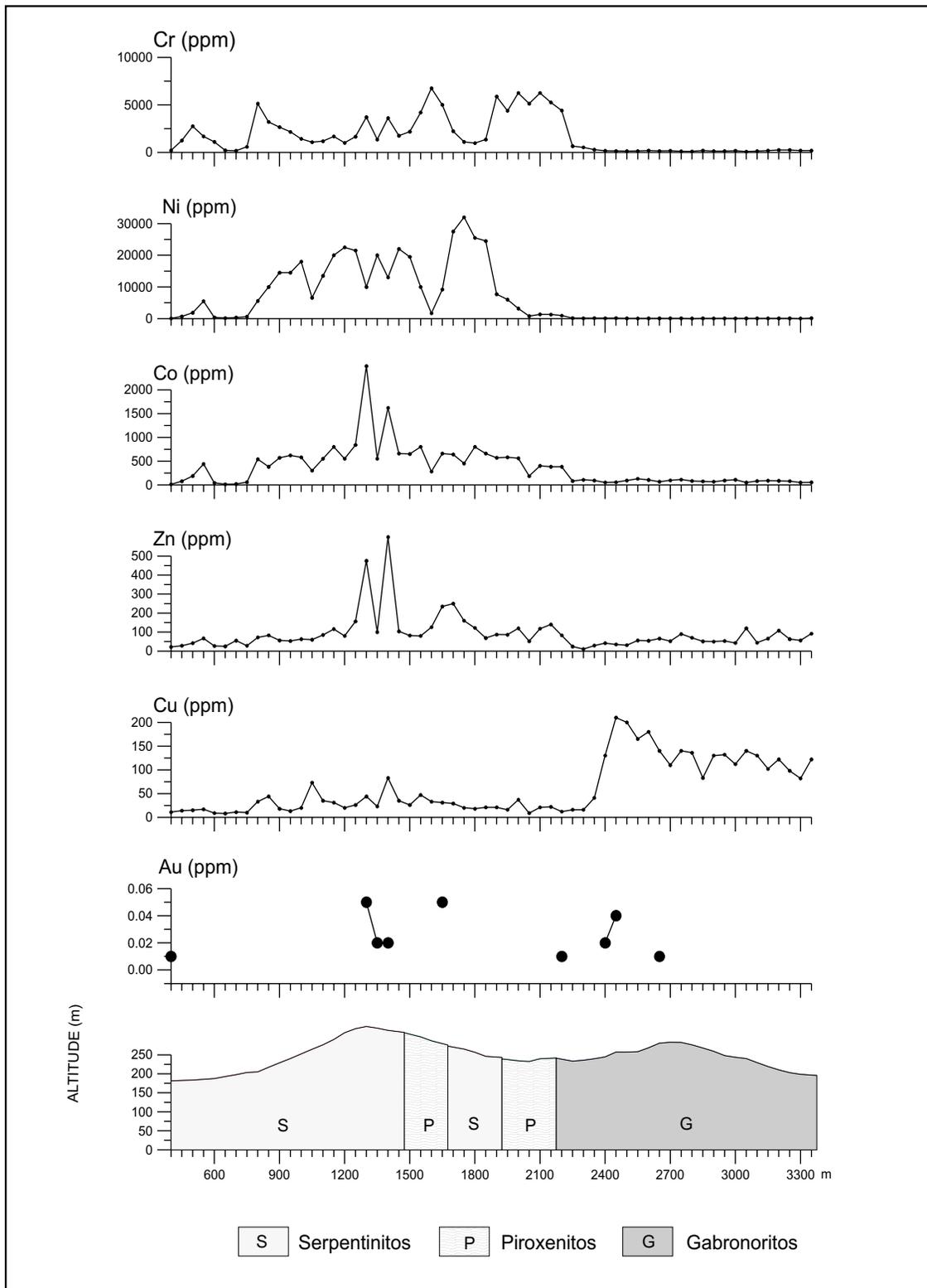


Figura 54 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 150
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

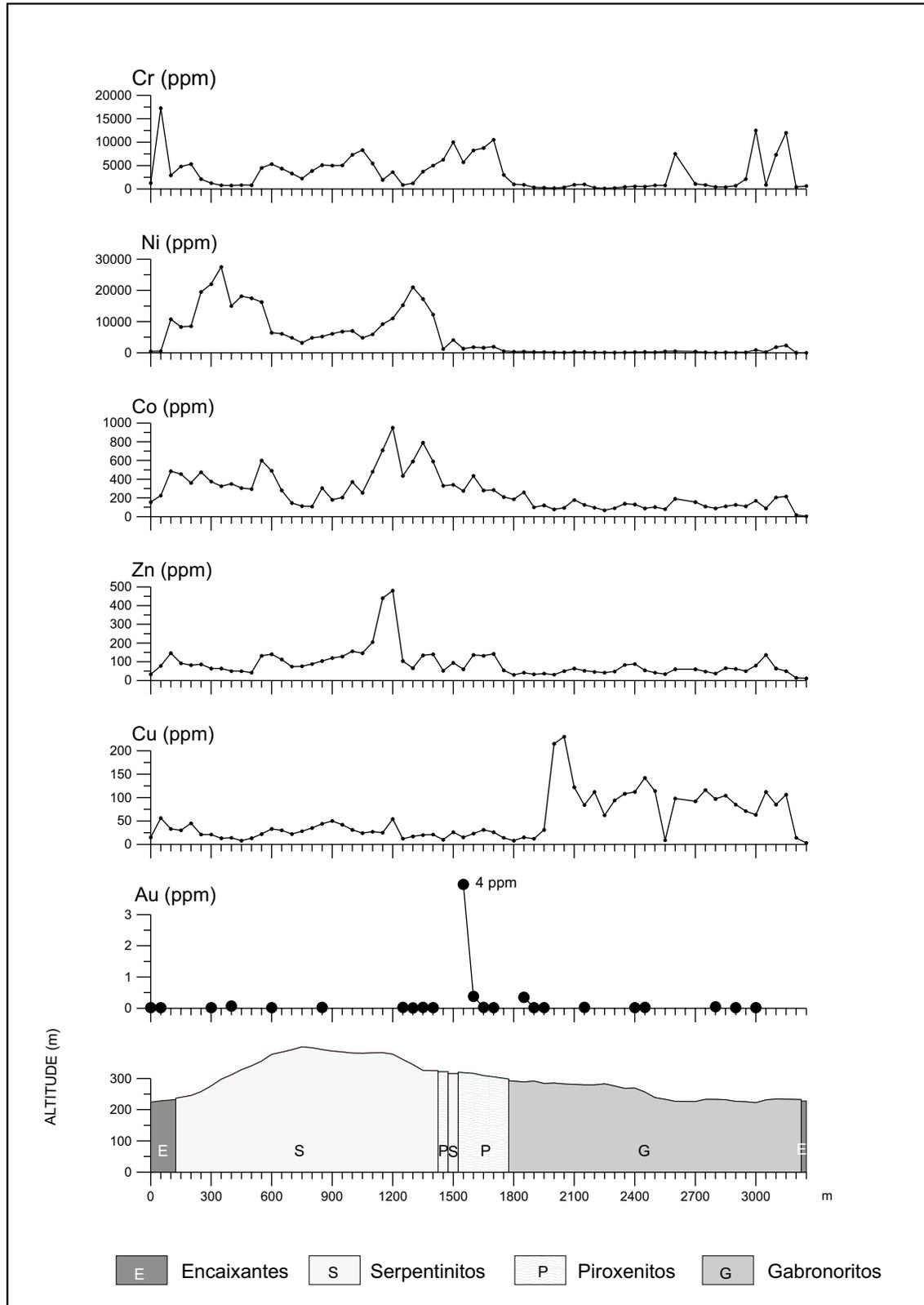


Figura 55 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 170
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

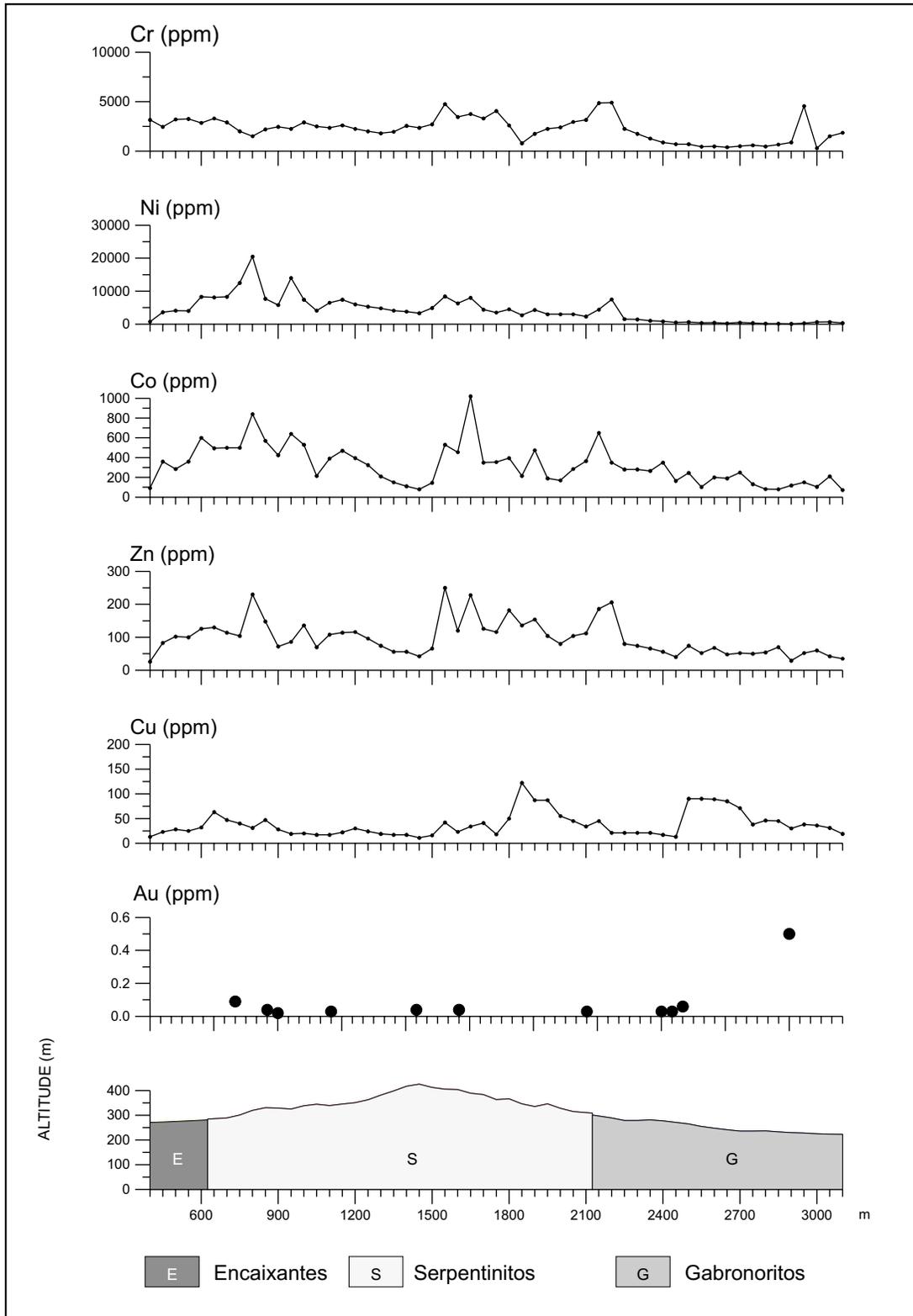


Figura 56 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 190
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

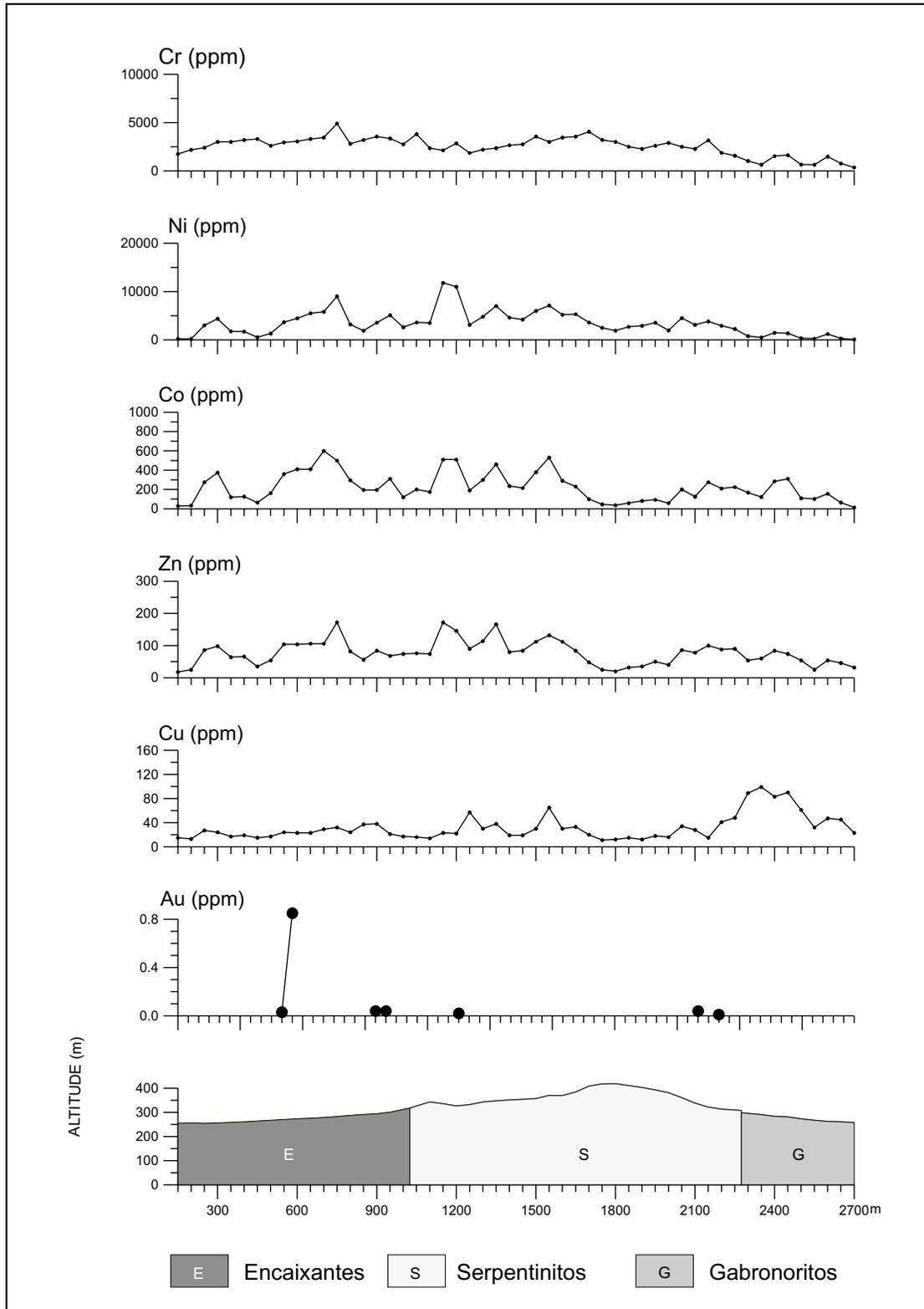


Figura 57 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 210
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

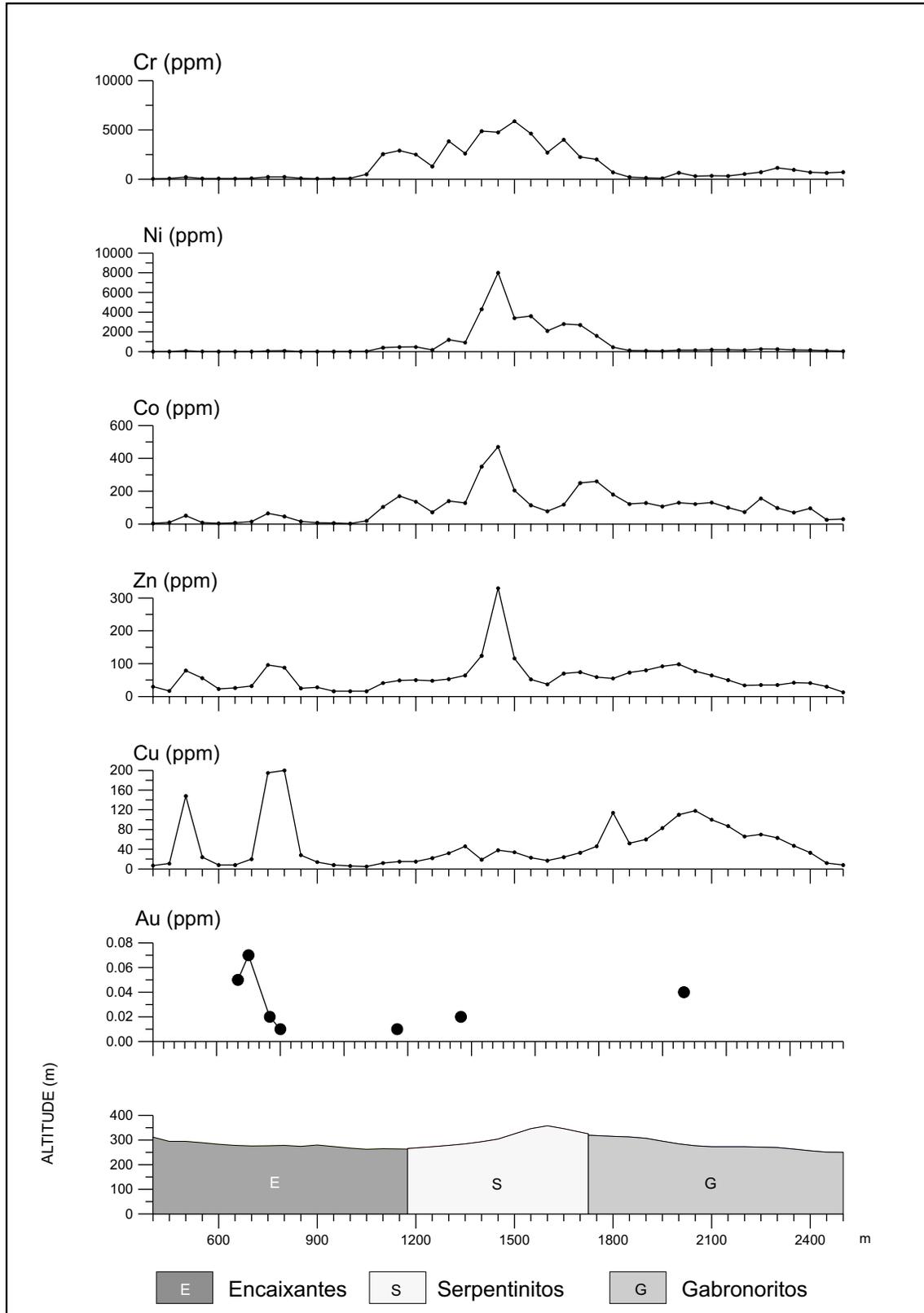


Figura 58 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 230
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

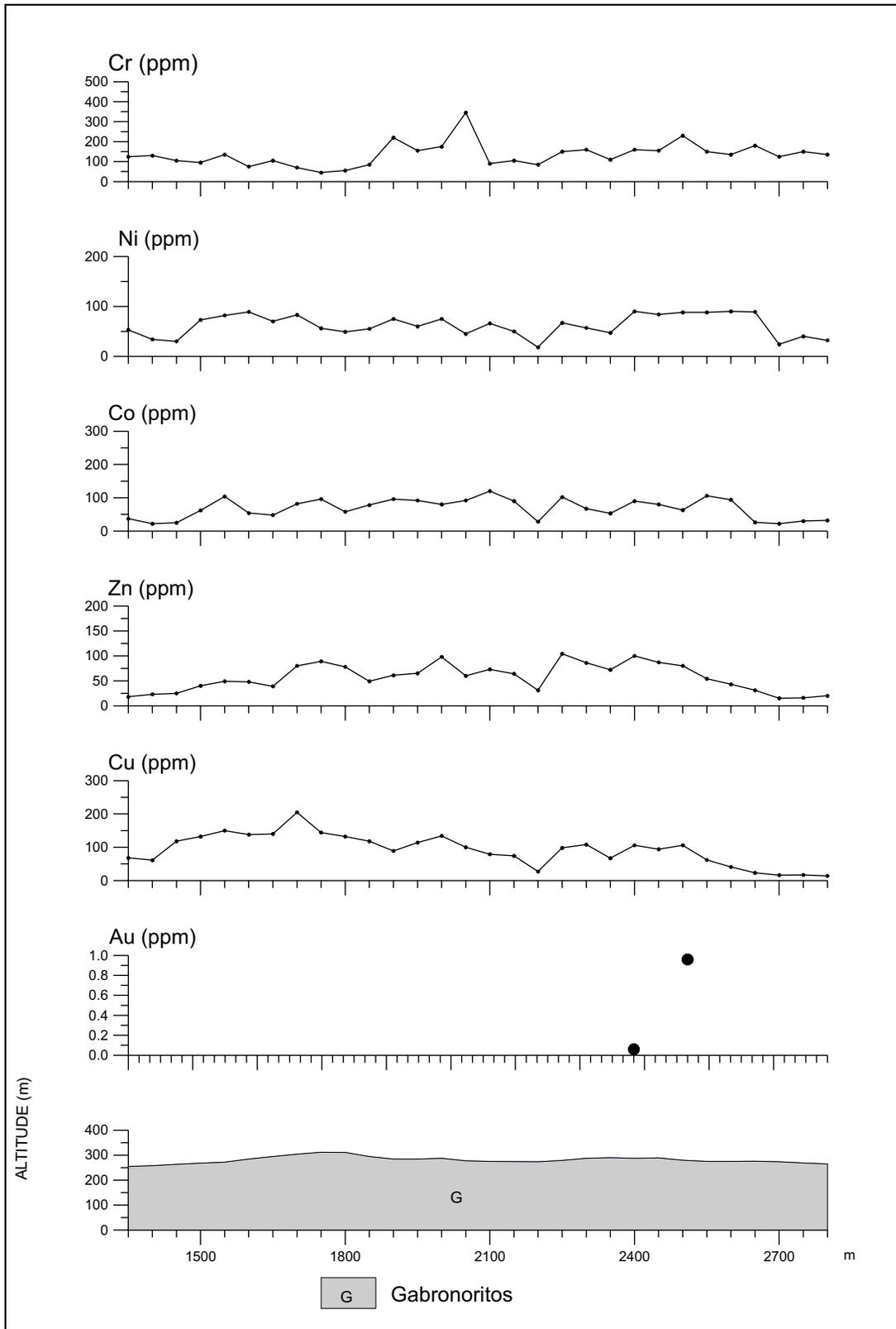


Figura 59 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 250
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

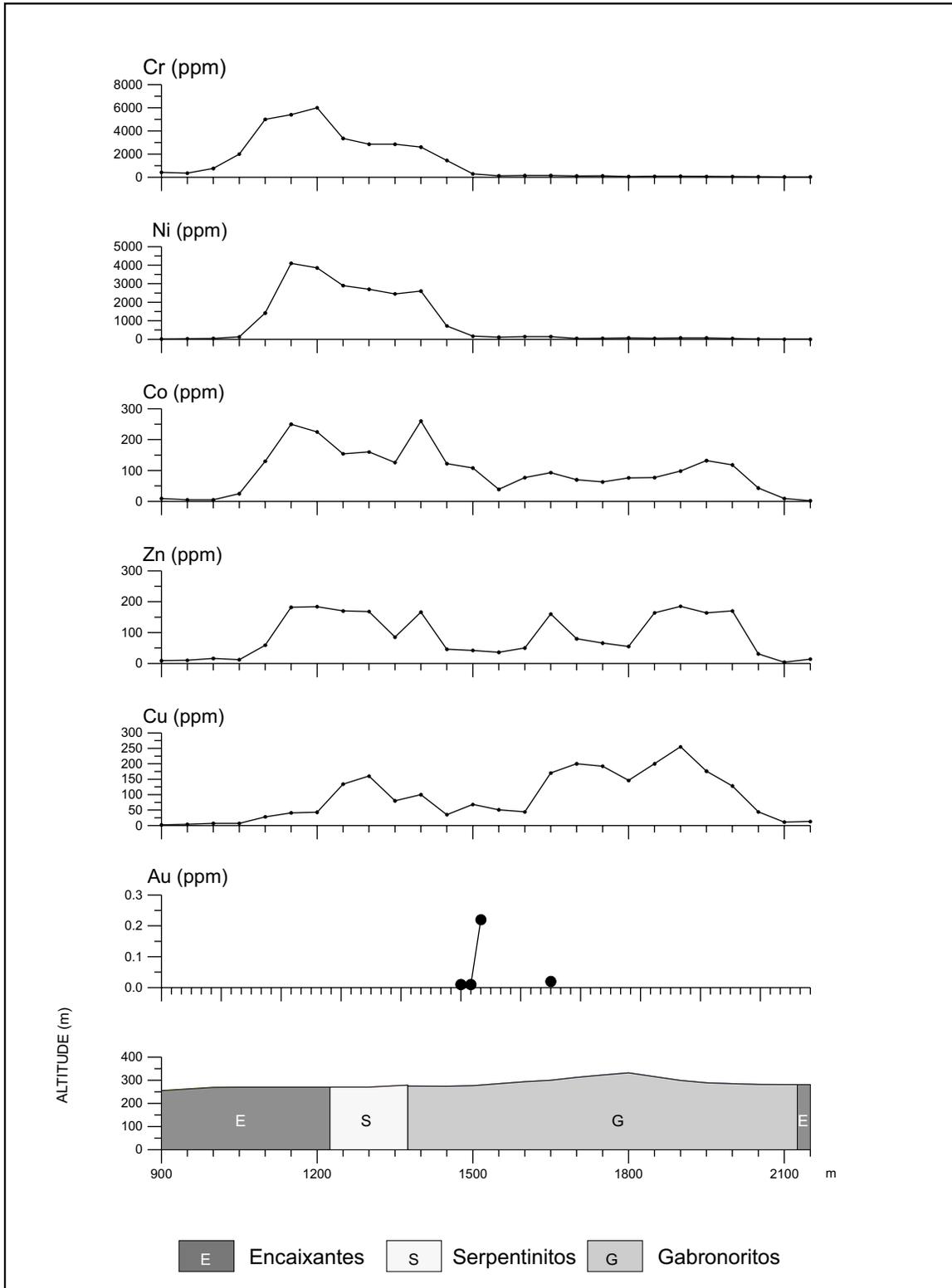


Figura 60 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 270
 Material: Solo Au: amostras de concentrados de solo

ções pedológicas e topográficas são semelhantes nos dois tipos rochosos, sugere-se a existência de níveis cromitíferos associados aos piroxenitos (a exemplo do que ocorre no Complexo de Luanga - Suita, 1988), os quais não foram detectados nos trabalhos de campo. De acordo com os estudos de Rose et al. (1979), o Cr é um elemento muito pouco móvel (já que ocorre essencialmente na forma do mineral resistato: cromita) no ambiente supergênico ácido, o que reforça a hipótese acima.

- Em termos de anomalias geoquímicas (estatísticas) foram detectadas 142 amostras anômalas. No domínio das rochas encaixantes foram reveladas 3 anomalias de Cu, 4 de Zn, 5 de Co, 4 de Ni e 4 de Cr; os solos originados dos serpentinitos apresentaram anomalias de Cu (13), Zn (7), Co (14), Ni (9) e Cr (16); nos solos provenientes dos piroxenitos foram observadas 7 anomalias de Cu, 7 de Zn, 8 de Co, 9 de Ni e 5 de Cr; no domínio dos gabros foram constatadas 15 anomalias de Cu, 14 de Zn, 16 de Co, 16 de Ni e 12 de Cr. Esses valores indicam que foram detectadas na amostragem pedogeoquímica do Alvo Serra da Onça, 38 anomalias de Cu, 32 de Zn, 43 de Co, 38 de Ni e 37 de Cr, totalizando 188 resultados anômalos.

- A integração das anomalias pedogeoquímicas permitiu o estabelecimento de faixas anômalas (**Figura 61**), as quais são interpretadas de maneira concordante com o acamadamento do corpo máfico-ultramáfico. No domínio das encaixantes, o destaque anômalo foi para o Co, particularmente na zona vizinha à borda norte do corpo máfico-ultramáfico; trata-se provavelmente de efeitos do transporte/deslocamento dos solos por migração gravitacional, proveniente dos serpentinitos localizados em uma posição topográfica superior. Nesse último domínio litológico, salientam-se as frequentes anomalias de Cr; no domínio dos piroxenitos o destaque é para o Ni, e na seqüência gabróica, os valores anômalos formam a associação Ni-Co.

Interpretando-se o posicionamento geográfico dessas anomalias (**Figura 61**), tendo por base o fundo geológico (**Figura 6**), estabeleceram-se 6 alvos numerados

por ordem de prioridade para pesquisa. O Alvo 1So abrange 10,5 km², em forma de uma faixa alongada segundo E-W, compreende rochas serpentiniticas e piroxeníticas, e apresenta anomalias de Cu, Co, Ni, Zn e Cr. O Alvo 2So possui uma área de aproximadamente 2 km², encontra-se no domínio das rochas piroxeníticas e foram reveladas anomalias de Cu, Ni, Co e Cr. O Alvo 3So constitui uma faixa alongada (4,5 km²), estratigraficamente situada na porção mediana da seqüência gabróica e caracteriza-se por valores anômalos de Cu e Zn. O Alvo 4So (1,3 km²) foi delimitado por anomalias de Ni, Co, Zn e Cr, e compreende rochas serpentiniticas e monzograníticas. Anomalias de Cu, Co, Ni e Zn delimitaram o Alvo 5So, que ocupa uma área de 1,4 km², onde ocorrem serpentinitos e gabros. O Alvo 6So abrange rochas do Granito Plaquê, e serpentinitos e gabros da Suíte Intrusiva Cateté, possui uma área de 0,8 km² e foi delimitado por anomalias de Cu, Ni, Zn e Co.

Com base nos dados acima, admite-se que as anomalias existentes nos domínios das rochas encaixantes, são inconsistentes, em virtude do baixo potencial metalogenético dessas rochas para os elementos anômalos e por se tratar de uma área parcialmente recoberta por solos transportados provenientes do corpo máfico-ultramáfico. As anomalias de Cu-Co-Ni, são indicativas da presença de mineralizações sulfetadas, algumas das quais, detectadas nos trabalhos de campo; as de Cr devem estar associadas a cromita, que pode ser originada de níveis cromitíferos. De acordo com o modelo do Complexo de Stillwater-USA (Todd et al, 1982), as zonas anômalas que abrangem a seção estratigráfica mediana-basal da seqüência gabróica são as mais propícias para conter mineralizações sulfetadas com EGP. Ainda segundo o mencionado modelo, as zonas anômalas de Cr, situadas no domínio dos serpentinitos, e mesmo no dos piroxenitos (Complexo de Luanga – Suita, 1988), são as mais indicativas da presença de níveis cromitíferos. As anomalias de Zn podem ser indicativas de mineralizações sulfetadas hidrotermais associadas a falhamentos, pós *emplacement* do corpo máfico-ultramáfico.

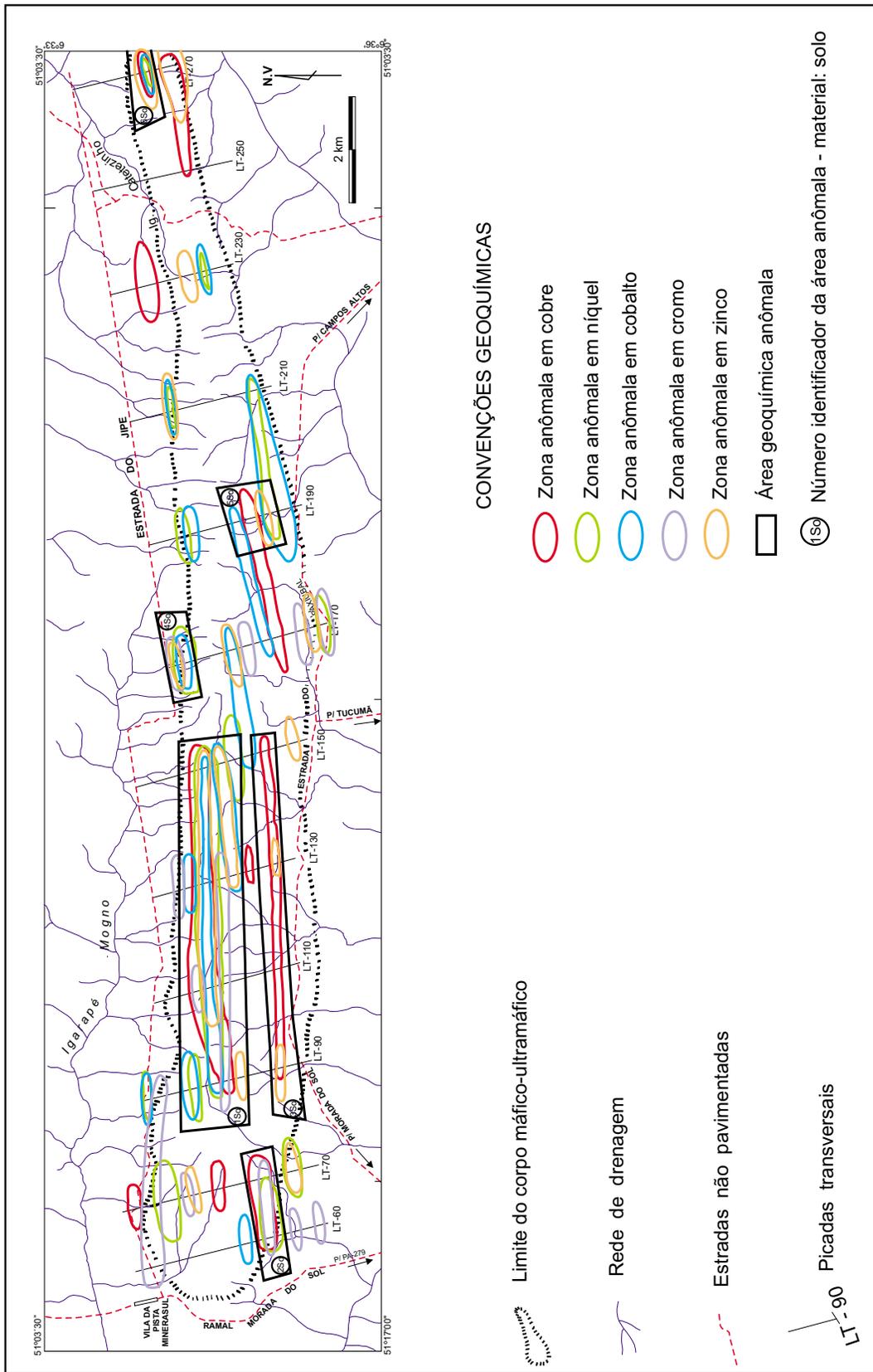


Figura 61 - Mapa de Zonas Geoquímicas Anômalas nos Solos do Alvo Serra da Onça

6.6.4 CONCENTRADOS DE SOLOS

A interpretação dos resultados analíticos dos concentrados de solo foi executada de maneira semelhante à dos solos. Utilizando-se o programa Statistica foram calculados os parâmetros do Sumário Estatístico (**Tabela 3**). Esses abrangem individualmente as seguintes populações: Rochas Encaixantes (**Tabela 4**), Serpentinóis (**Tabela 5**), Piroxenóis (**Tabela 6**) e Gabros (**Tabela 7**). Para cada uma dessas populações foram considerados os resultados analíticos de Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Au, Pd e Pt. Para uma melhor interpretação da variação do conteúdo desses elementos, confeccionaram-se perfis geoquímicos, tendo por base a correspondência geológica, para cada uma das 12 picadas transversais, conforme pode ser observado nas **Figuras 62** (LT-60), **63** (LT-70), **64** (LT-90), **65** (LT-110), **66** (LT-130), **67** (LT-150), **68** (LT-170), **69** (LT-190), **70** (LT-210), **71** (LT-230), **72** (LT-250) e **73** (LT-270).

A integração dos dados acima permite as seguintes considerações:

- Os concentrados de solo provenientes do domínio das rochas gabróicas, são os que apresentam o maior número de elementos com os maiores teores; dessa maneira verificam-se os mais elevados valores médios de Cu (120 ppm), Au (0,05 ppm) Pd (0,06 ppm) e Pt (0,11 ppm). Em seguida, foram os serpentinitos, cujos concentrados de solo exibiram os maiores teores em Ni (2.331 ppm), Co (719 ppm) e Zn (110 ppm). Entre os concentrados de solo provenientes dos piroxenóis, destaca-se o maior teor em Au (0,05 ppm), valor coincidente com o observado nos concentrados de solo coletados no domínio dos gabros. No âmbito das rochas encaixantes, os maiores teores foram para Cr (25.732 ppm) e Pt (0,11 ppm), sendo que esse último coincidiu com o mais alto teor observado para as rochas gabróicas.

- Baseado no valor do desvio padrão (**Tabela 3**) pode-se constatar que os concentrados de solo coletados no domínio das encaixantes apresentam a maior dispersão geoquímica de Cr e no âmbito dos serpentinitos, de Zn e Co. Para os piroxenóis,

a maior dispersão geoquímica observada nos concentrados de solo foi para o Ni, Au e Pt. Sendo que, a dispersão geoquímica apresentada para esse último elemento foi idêntica à observada no domínio dos gabros, onde também ocorre o maior valor de desvio padrão para o Cu e para o Pd.

- Integrando-se as informações acima, constata-se que os maiores teores de Cr e Pt, nos concentrados de solo originados das rochas encaixantes, são consequência de um provável deslocamento de solo, proveniente dos serpentinitos, situados em posicionamento topográfico superior. A baixa mobilidade geoquímica da Pt e do Cr em ambiente ácido e oxidante (Levinson, 1974), associado com o mais alto valor de desvio padrão detectados nos concentrados de solo, sugerem, para esses elementos, uma dispersão mecânica.

- Os concentrados de solo provenientes dos serpentinitos exibem valores anômalos de Ni, Co e Zn. Os primeiros elementos provavelmente estão associados, entretanto o Zn, possivelmente constitui uma filiação geoquímica independente. Também foram detectados nesses concentrados de solos, valores significantes de Pt e Pd.

- No domínio das rochas piroxeníticas destacam-se os mais altos teores de Au e Pt detectados nos concentrados de solo; devido às características peculiares desses elementos (sob a forma detrítica ou associados a concreções ferruginosas) torna-se difícil diagnosticar a(s) sua(s) fonte(s). Entretanto nos concentrados de solo originados dos gabros, o ouro também apresentou um igual valor, juntamente com os mais altos teores de Cu, Pt e Pd.

- Comparando-se os teores médios dos 3 litótipos constituintes do corpo máfico-ultramáfico, verifica-se que os teores de Ni, Cr e Co nos concentrados de solo, apresentam valores decrescentes, dos serpentinitos para os gabros, de acordo com o processo de diferenciação magmática. Para o Cu, entretanto, verificam-se valores crescentes (dos serpentinitos para os gabros) também obedecendo o mencionado

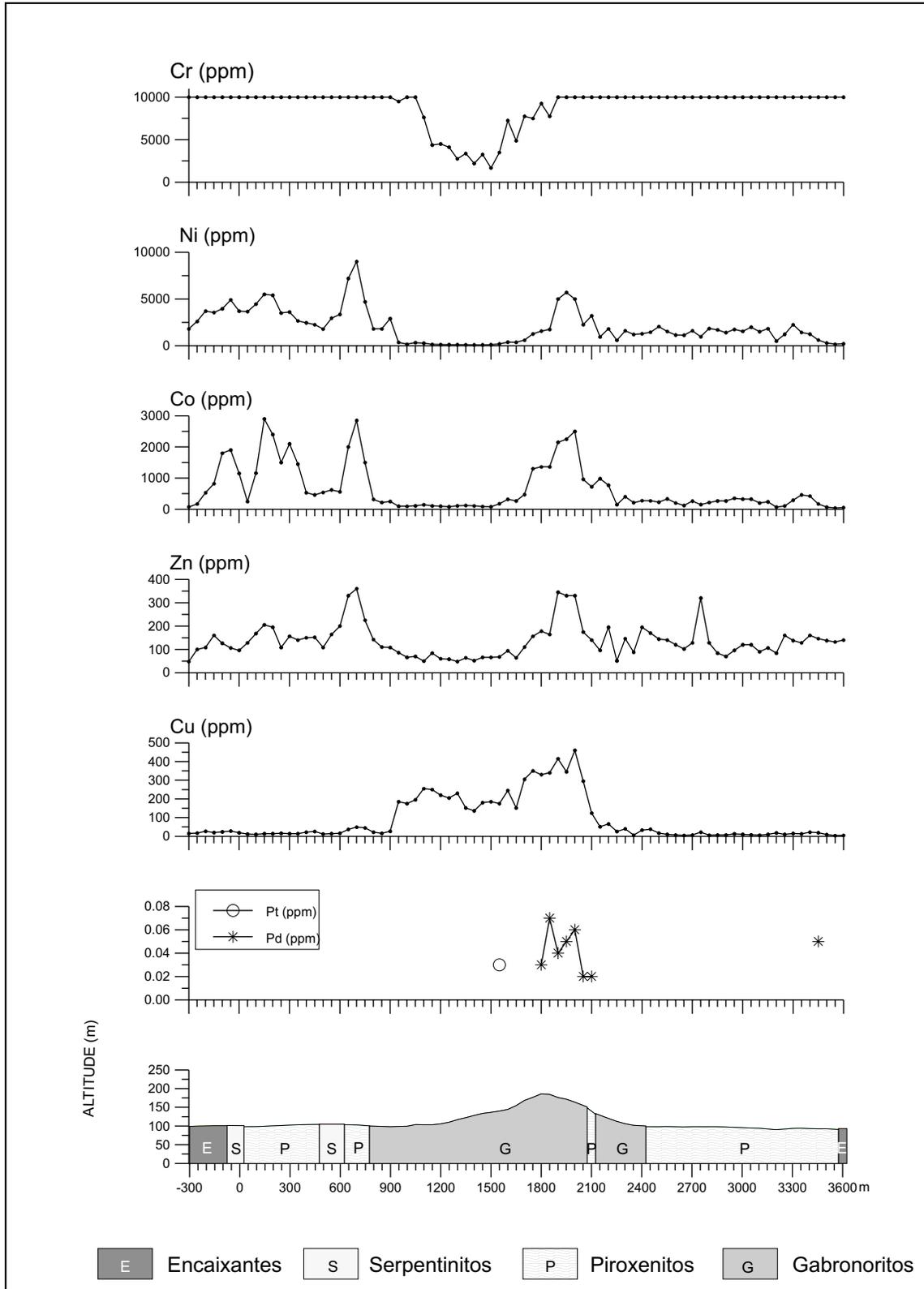


Figura 62 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT-60
 Material: Concentrados de solo

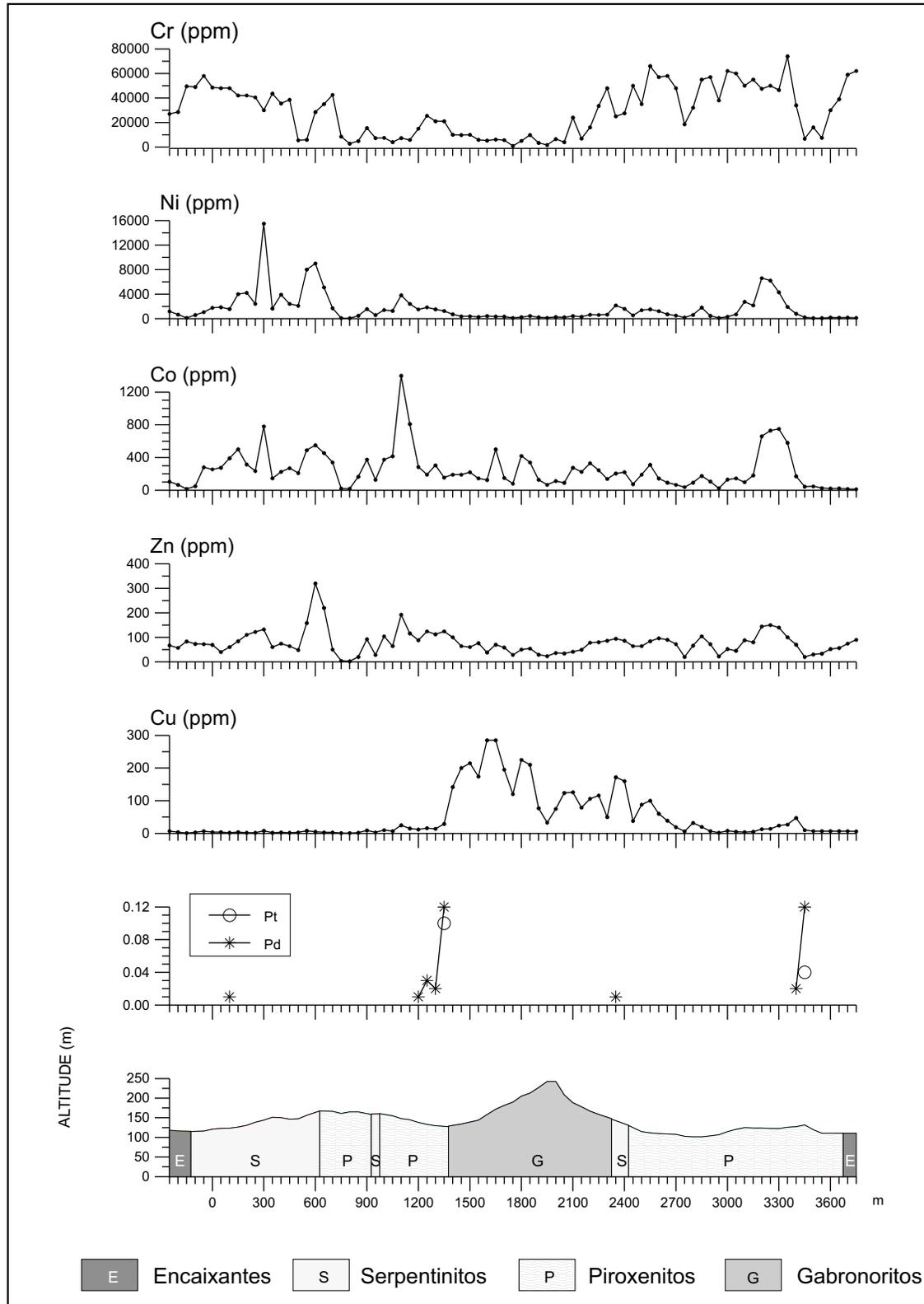


Figura 63 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 70
 Material: Concentrados de solo

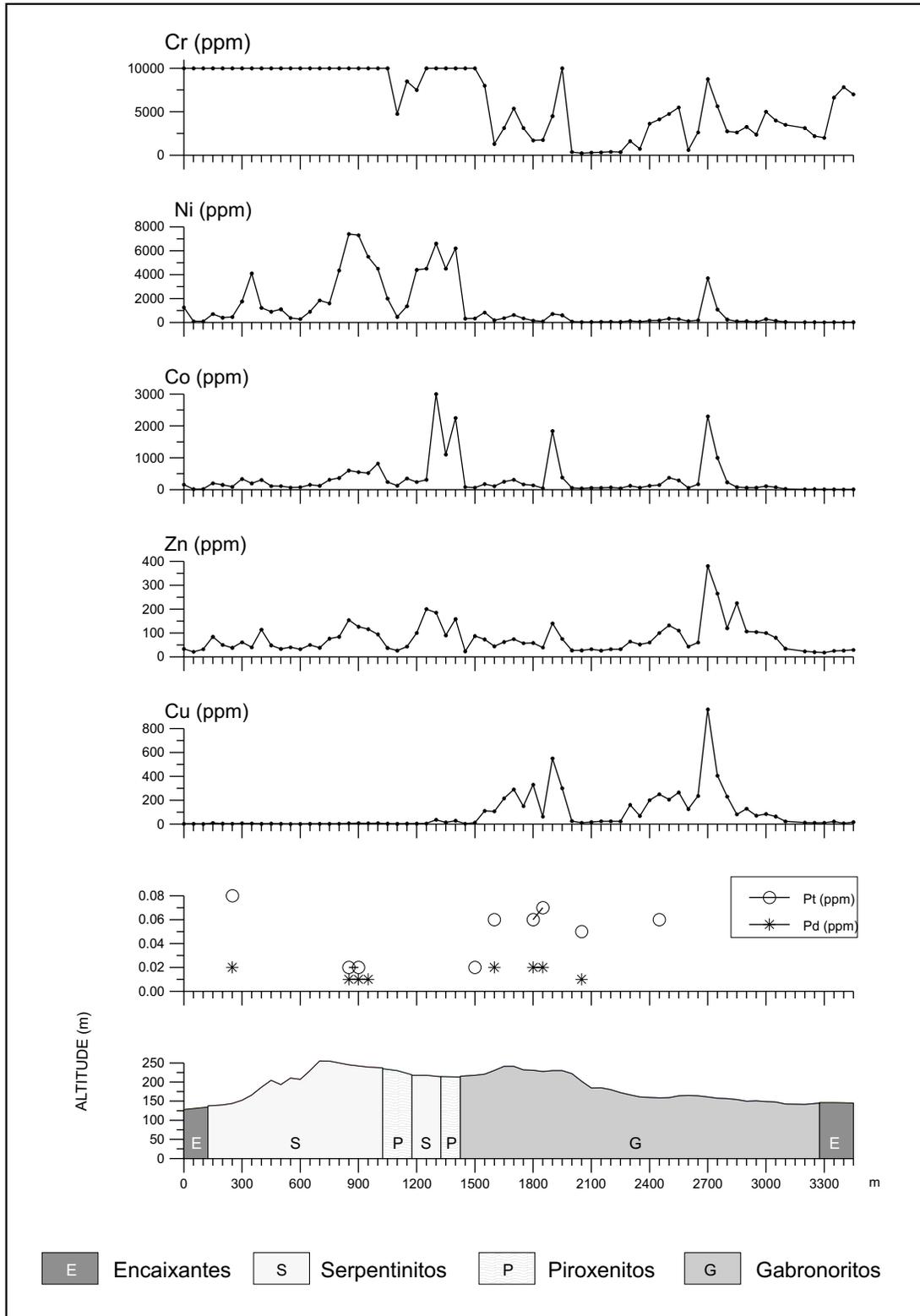


Figura 64 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 90
 Material: Concentrados de solo

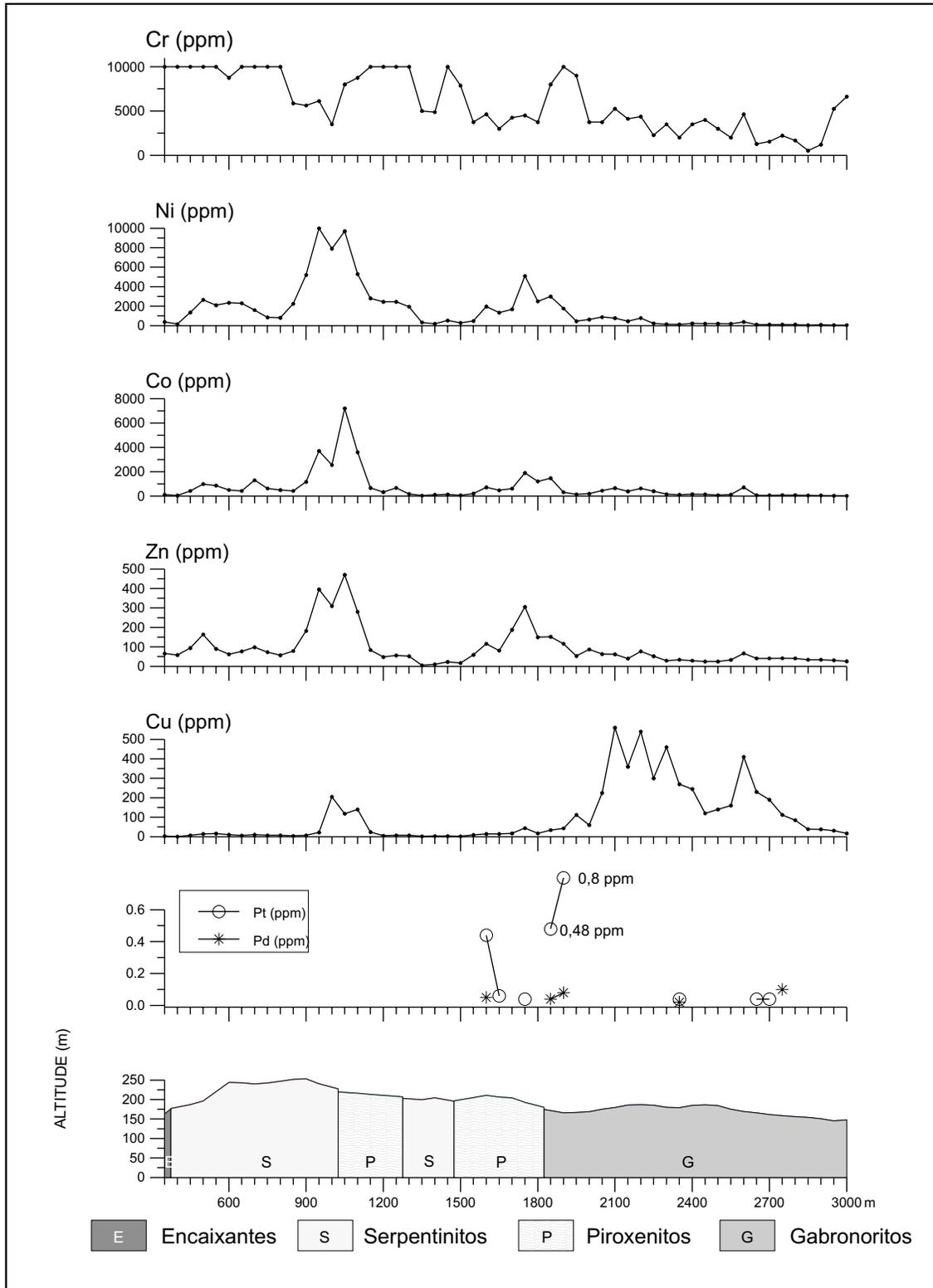


Figura 65 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 110
Material: Concentrados de solo

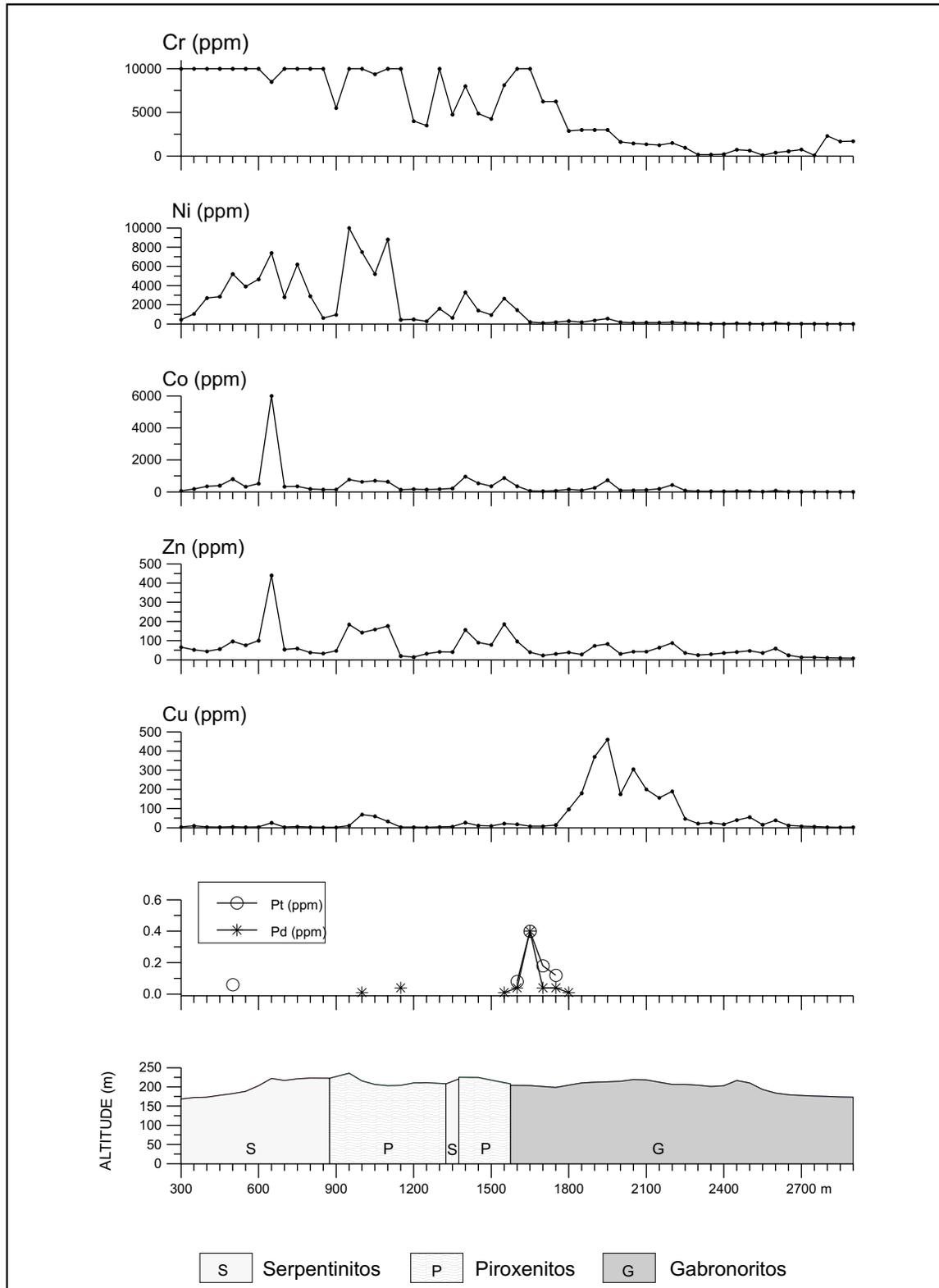


Figura 66 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 130
Material: Concentrados de solo

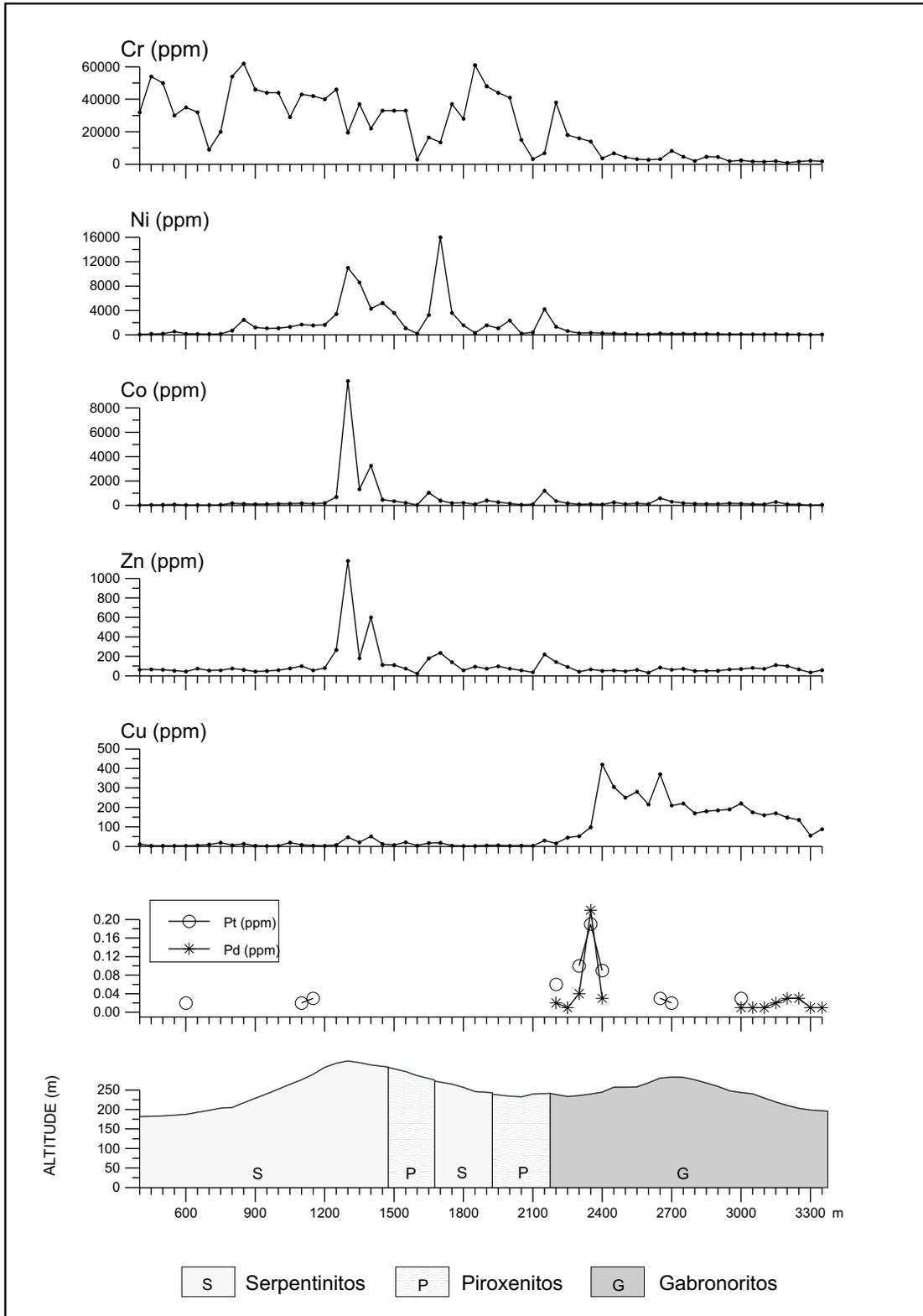


Figura 67 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT-150
Material: Concentrados de solo

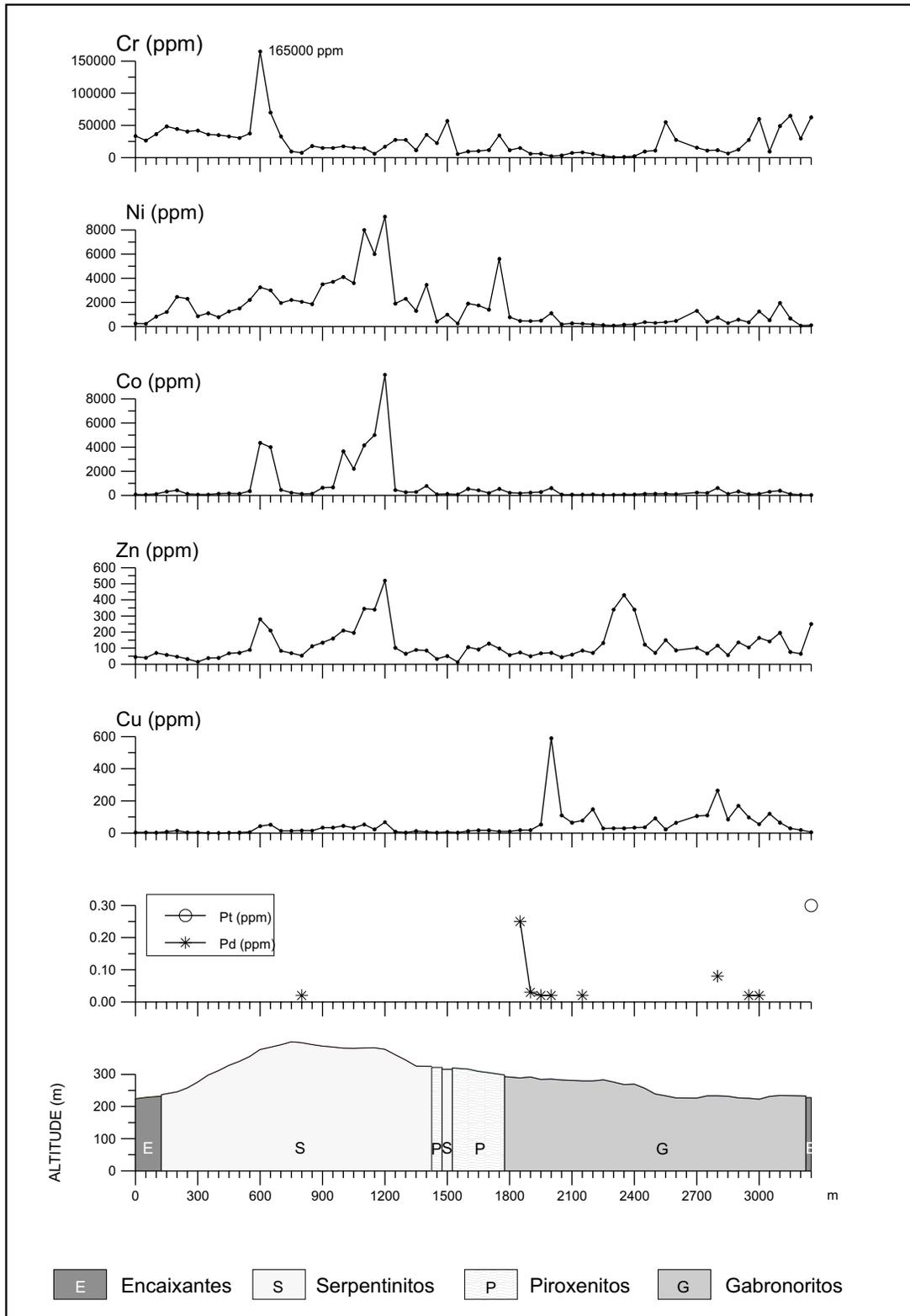


Figura 68 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 170
Material: Concentrados de solo

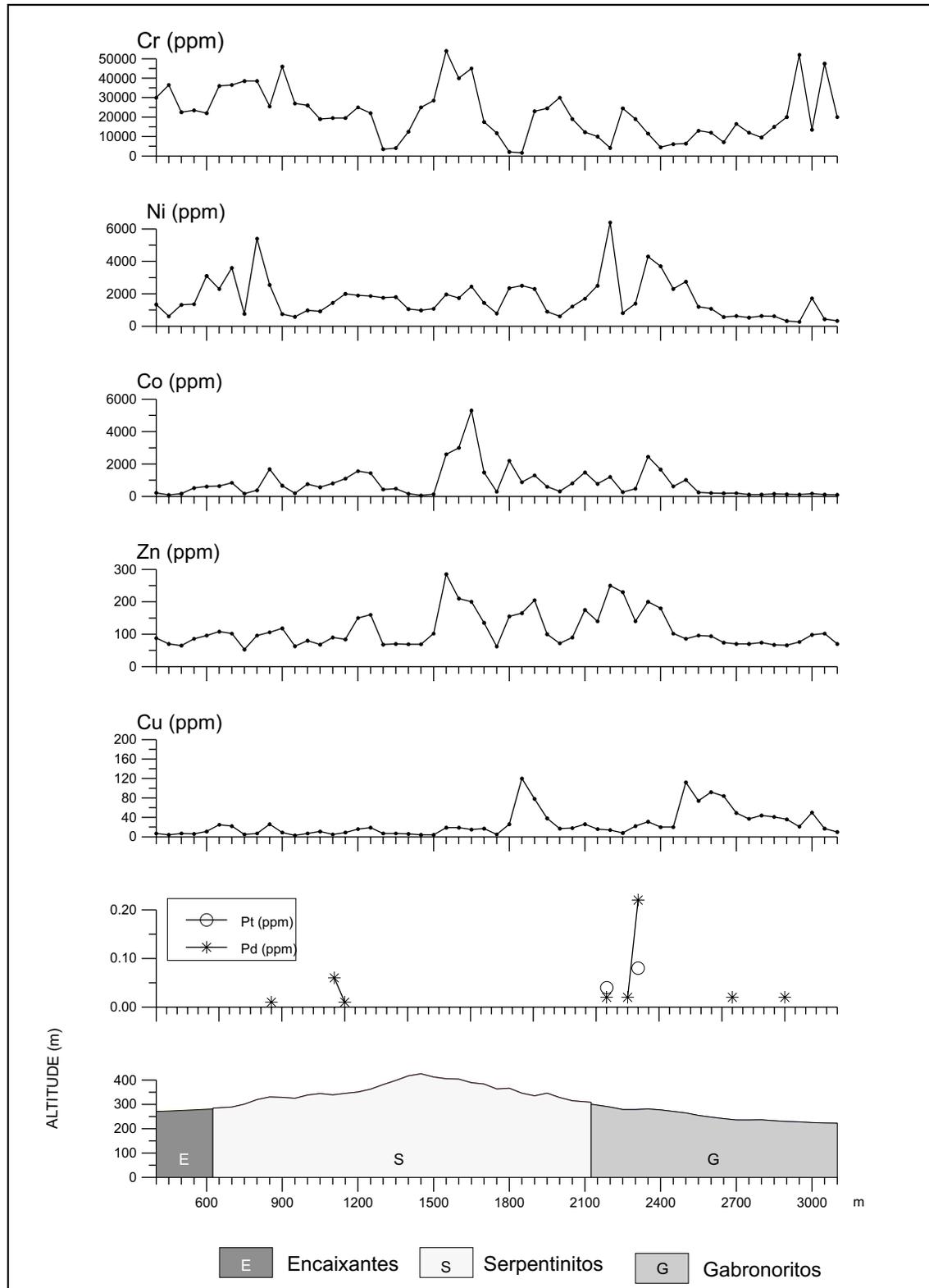


Figura 69 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 190
 Material: Concentrados de solo

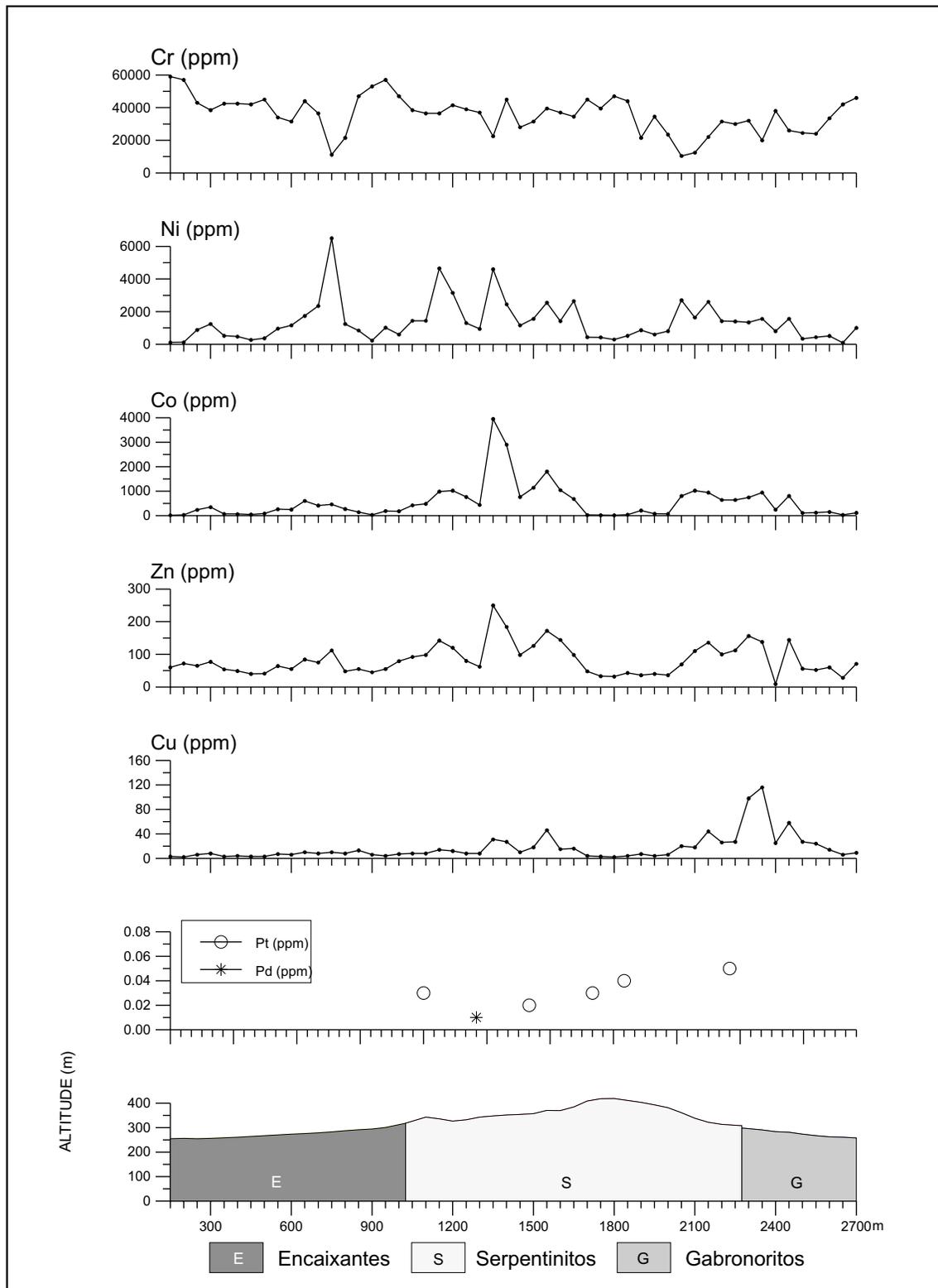


Figura 70 - Serra da Onça - Perfis Geoquímico e Geológico - LT - 210
Material: Concentrados de solo

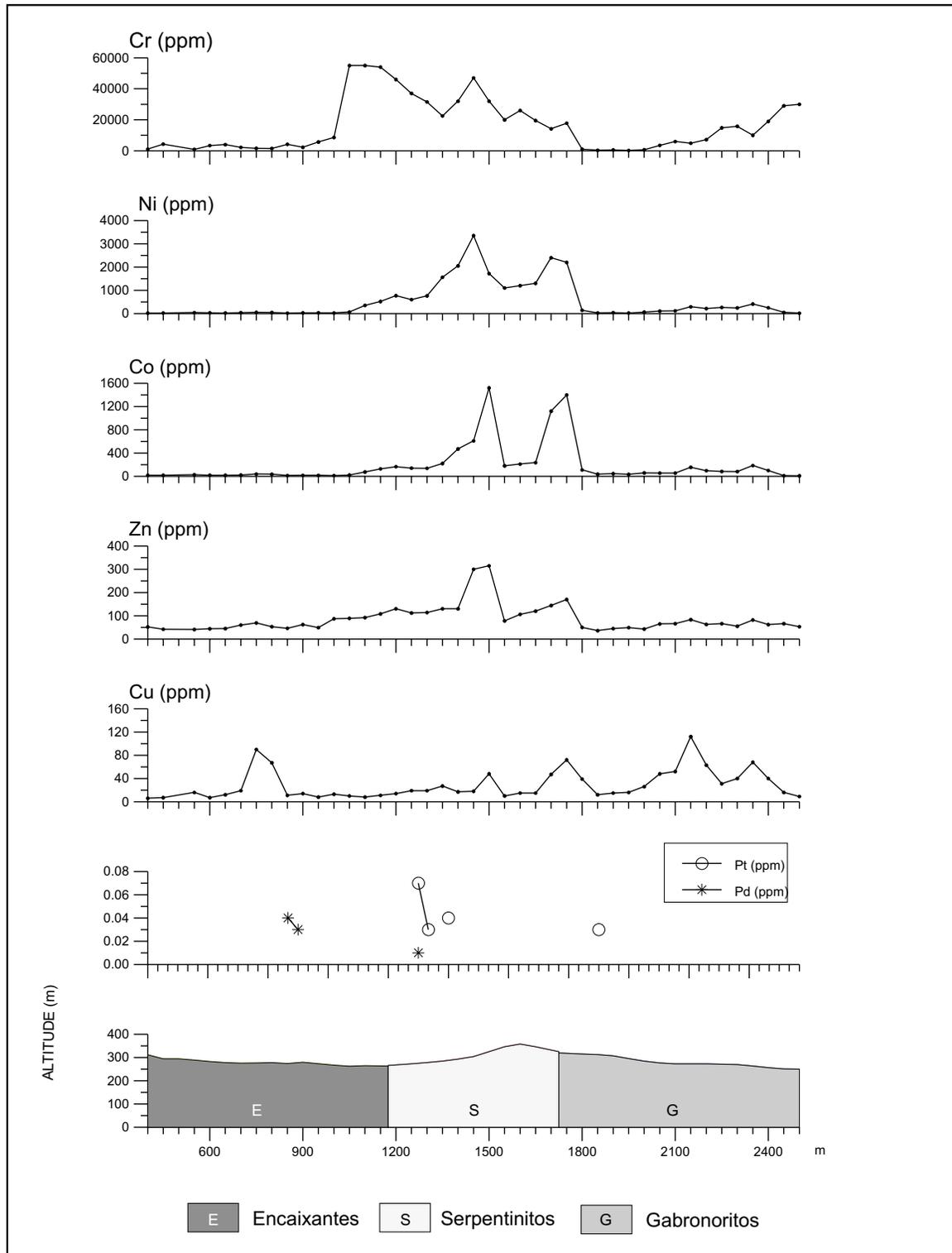


Figura 71 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 230
 Material: Concentrados de solo

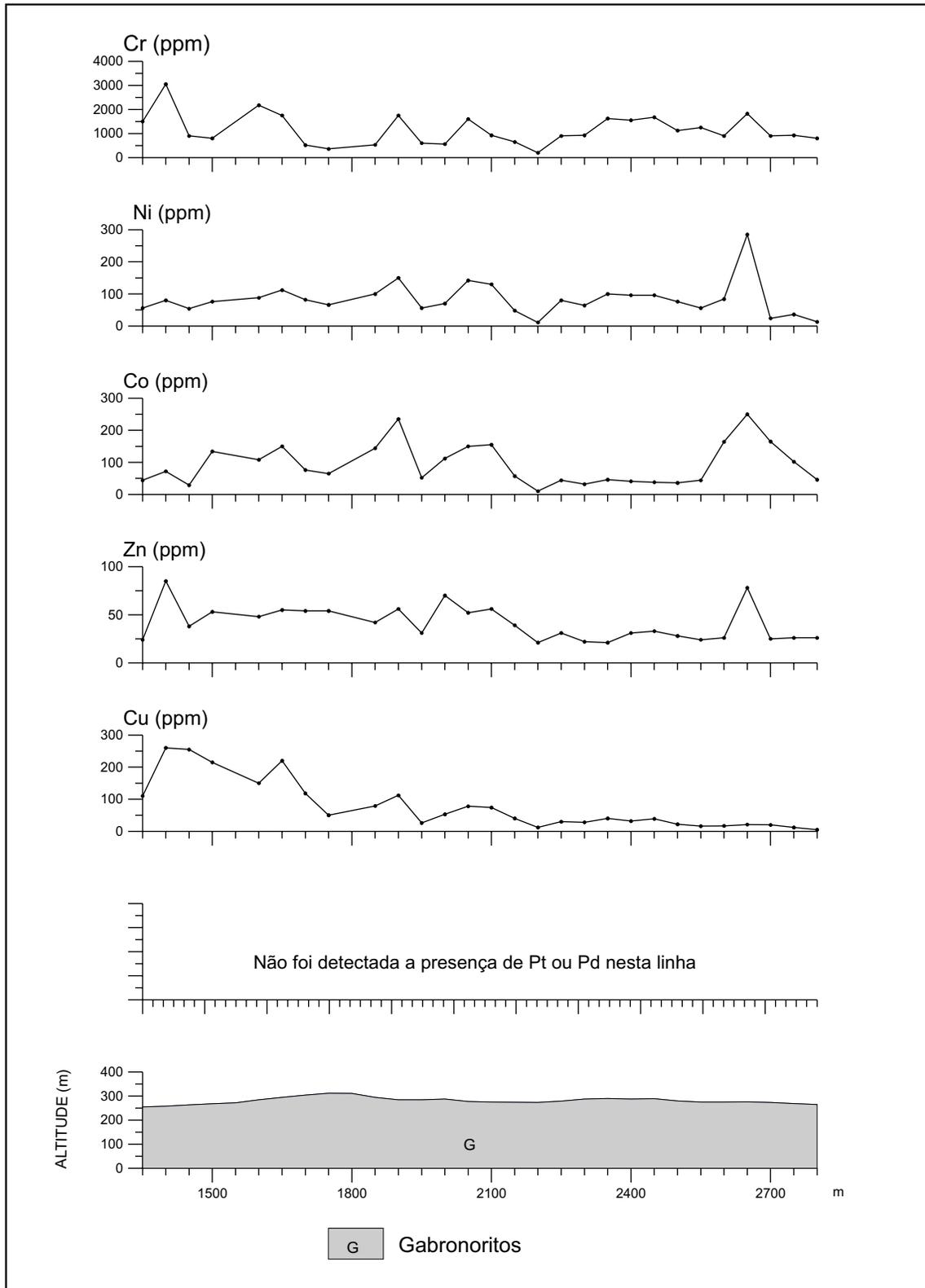


Figura 72 - Serra da Onça - Perfis Geoquímicos e Geológico - LT - 250
Material: Concentrados de solo

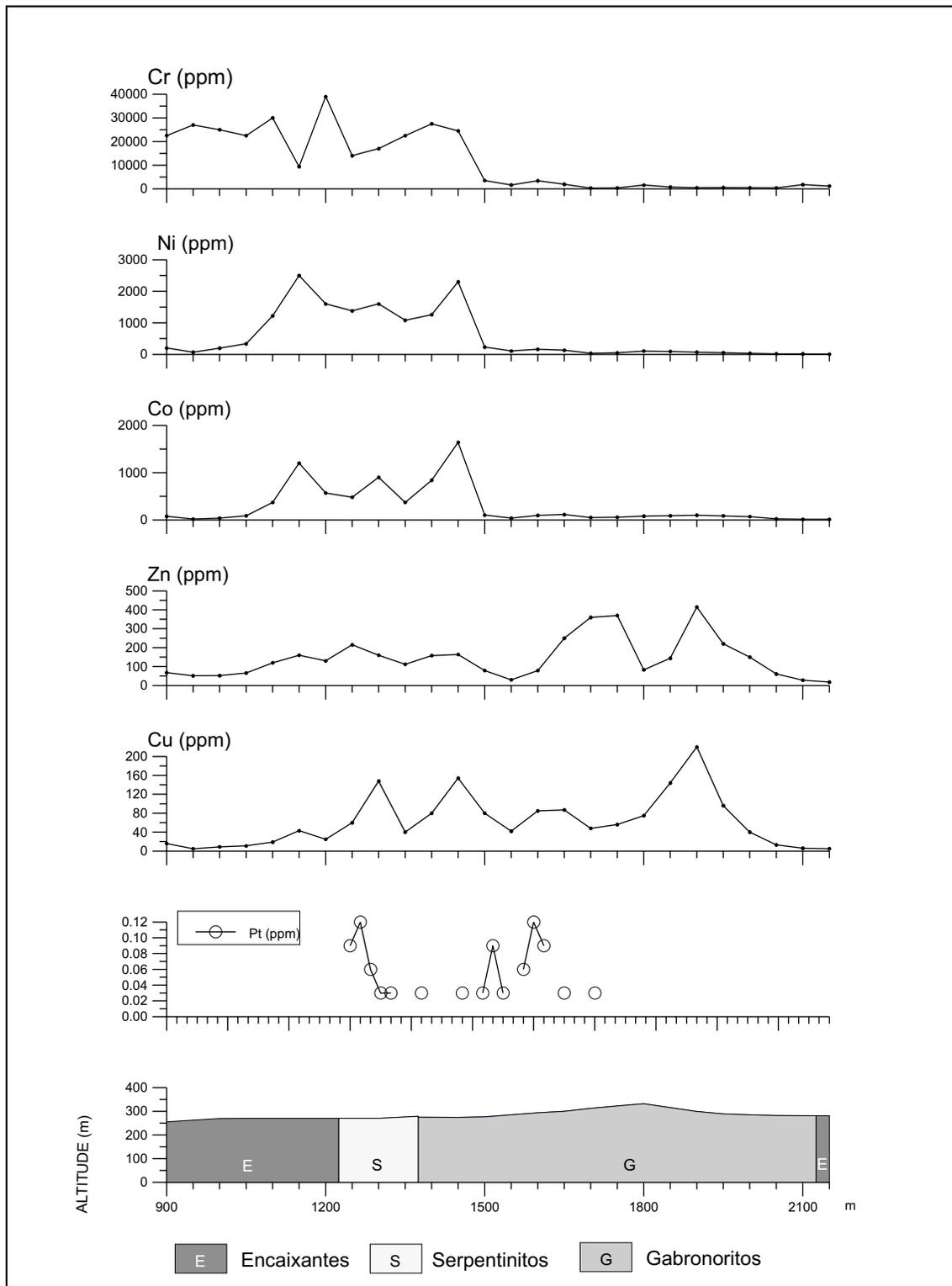


Figura 73 - Serra da Onça - Perfís Geoquímicos e Geológico - LT - 270
 Material: Concentrados de solo

processo. No domínio das rochas encaixantes, estes 3 elementos apresentam valores acima do que o esperado (Levinson, 1974) para esse tipo de rocha (granitos e gnaisses), provavelmente em consequência de uma contaminação devido ao movimento gravitacional do solo. O Zn apresentou um valor decrescente dos solos originados das rochas ultramáficas para os das máficas, o que é um comportamento inverso do observado no processo de diferenciação magmática, podendo a sua distribuição estar mais relacionada a falhas/atividades hidrotermais. Para o Au (0,03 ppm a 0,05 ppm), Pd (0,03 ppm a 0,06 ppm) e a Pt (0,04 ppm a 0,14 ppm) observou-se um pequeno *range*, com valores erráticos e devido às suas diferentes características de ocorrência (nativo, associados aos sulfetos, concreções ferruginosas, etc.) torna-se difícil estabelecer a fonte desses elementos. Esse comportamento errático parece ser uma das características da distribuição dos EGP nos concentrados de solo.

- No que se refere à mobilidade geoquímica (Levinson, 1974) em condições ácidas e oxidantes (observados na serra da Onça) os elementos em estudos podem ser divididos em 2 grupos: Co-Cu-Ni-Zn e Cr-Pt-Pd-Au. Esse último grupo caracteriza-se por uma baixa mobilidade, com uma dispersão mecânica, associada a cromita, a concreções ferruginosas e mesmo minerais nativos e/ou sulfetados. O outro grupo é formado por elementos de média e alta mobilidade geoquímica, sendo a sua dispersão de natureza hidromórfica, estando mais associada a compostos argilo-ferruginosos e minerais sulfetados.

- Considerando todos os concentrados de solo e os elementos em estudo, foram reveladas 137 amostras anômalas. No domínio das rochas encaixantes detectaram-se 3 anomalias de Cu, 5 de Zn, 3 de Co, 6 de Ni e 3 de Au; nos concentrados de solo provenientes dos serpentinitos foram detectados 7 valores anômalos de Cu, 13 de Zn, 15 de Co, 14 de Ni, 6 de Cr e 2 de Au; nos concentrados de solo originados dos piroxenitos foram observadas 7 anomalias geoquímicas de Cu, 6 de Zn, 9 de Co, 7 de Ni e 9 de Cr. No contexto gabróico

verificaram-se 16 anomalias de Cu, 16 de Zn, 14 de Co, 13 de Ni, 15 de Cr, 4 de Au, 3 de Pd e 3 de Pt. O somatório desses valores totaliza 199 resultados anômalos (estatístico).

- A integração geográfica (**Figura 74**) e geológica (**Figura 6**) desses valores anômalos permitiu interpretar zonas anômalas, as quais estão dispostas segundo E-W e concordantes com o acamadamento do corpo máfico-ultramáfico. No domínio das rochas encaixantes, destaca-se as anomalias de Ni. Entretanto, esses resultados estão muito acima do que o esperado (0,5 ppm, segundo Levinson, 1974) para esse tipo de rocha (granitos e gnaisses). Além do mais, as rochas encaixantes não apresentam vocação metalogenética para níquel. Pelo exposto, a exemplo do que foi interpretado para os solos, admite-se que essas anomalias sejam devidas a uma contaminação resultante do deslocamento de solos provenientes dos serpentinitos, situados em um posicionamento topográfico superior. Nos serpentinitos ressalta-se as anomalias de Co, seguidas pelo Ni, e nos piroxenitos, a associação Co-Cr. O Co e o Ni são sugestivos de mineralizações sulfetadas e o Cr, de concentrações de cromita. No domínio das rochas gabróicas, os concentrados de solos revelaram a associação anômala Cu-Zn indicativa da presença de mineralizações sulfetadas. Salienta-se que, apenas nos concentrados de solo originados dos gabros, foi que se observou anomalias geoquímicas de Pt e Pd.

Analisando o contexto geográfico, geoquímico e geológico das mencionadas faixas anômalas (**Figura 74**) foi possível delimitar 5 alvos, numerados por ordem de prioridade para pesquisa. O Alvo 1Cs abrange uma área de cerca de 20 km², onde afloram serpentinitos, piroxenitos e gabros, e foi delimitado por anomalias de Ni, Co, Cu, Zn, Cr, Au, Pt e Pd. Anomalias de Cu, Zn, Co, Ni e Cr determinam o Alvo 2Cs (5,5 km²) onde afloram monzogranitos da unidade Plaqué, e gabros e piroxenitos da Suíte Intrusiva Cateté. O Alvo 3Cs é semelhante ao anterior, foi revelado por valores anômalos de Ni, Co, Zn e Cr e está litologicamente constituído por monzogranitos, serpentinitos, piroxenitos e gabros. o Alvo

4Cs abrange uma área de 2,8 km², compreende anomalias de Co, Cu, Ni, Zn, Cr e Au, que ocorrem associadas a um substrato formado por monzogranitos, serpentinitos e gabros. Valores anômalos de Ni, Co, Zn e Au foram detectados no Alvo 5Cs (1,5 km²) onde foram mapeadas rochas gabróicas e serpentiniticas.

Integrando-se os resultados acima, destaca-se a associação Ni-Co-Cu, presente em quase todos os alvos e interpretada como relacionada a mineralizações sulfetadas, passíveis de conter EGP, algumas das quais, detectadas nos gabros e serpentinitos durante os trabalhos de campo. As anomalias de Cr são indicativas de cromitas, e as situadas no domínios das rochas serpentiniticas e piroxeníticas, são as mais promissoras para indicar níveis de cromito, a exemplo do que ocorre, no Complexo de Stillwater (Todd et al. 1982) e no Complexo de Luanga (Suíta, 1988), respectivamente. As zonas anômalas de Zn provavelmente estão relacionadas a mineralizações sulfetadas, as quais possuem uma filiação diferente das mineralizações de Ni-Co-Cu, e, são sugestivas de atividades hidrotermais, associadas a fraturamentos, ocorridos após a colocação de CMSO. As zonas anômalas de Au, Pt e Pd, devido aos diferentes padrões de dispersões desses elementos (clástico, hidromórfico, etc), assim como o seu variado modo de ocorrência (nativa, sulfetada, óxido-hidróxido de ferro, etc) torna-se difícil diagnosticar a(s) sua(s) fonte(s). Assim, as zonas anômalas de Au podem estar relacionadas às fases sulfetadas ou aos veios hidrotermais, como a faixa anômala entre as transversais 150 a 170 (Alvo 1Cs). Considera-se que as anomalias de Pt e Pd estejam mais associadas às zonas sulfetadas do tipo Ni-Co-Cu e são mais promissoras as que se situam na faixa gabróica e, em particular, a faixa anômala delimitada na porção basal desse litótipo, abrangendo as LT-90 e 110 (Alvo 1Cs). É interessante salientar, observando os perfis geoquímicos dos concentrados de solo, que os mais importantes resultados de EGP formam *clusters* na base da sequência gabróica.

Como pode ser observado na **Figura 74**, foram reveladas outras áreas

anômalas na região da serra da Onça. Entretanto, devido ao caráter isolado dessas anomalias, às suas dimensões e sem um adequado suporte geológico, são consideradas de importância secundária.

Entre os concentrados de aluvião e os de solo, esses últimos foram os que mais revelaram a presença de Pt e Pd. Objetivando conhecer o comportamento desses elementos, elaboraram-se 10 histogramas que demonstram as suas distribuições nos concentrados de solo (**Figura 75**).

Inicialmente, considerando-se a População Global, verifica-se que as maiores frequências da Pt e de Pd foram nas classes de mais baixo teores, abaixo de 0,2 ppm e 0,1 ppm, respectivamente. Acima desses valores, a percentagem dos demais resultados é inferior a 10%, alcançando um teor máximo de 0,8 ppm para a Pt e 0,4 ppm para o Pd (**Figura 75**).

Analisando apenas o comportamento da Pt nas diversas populações consideradas (**Figura 75**), verifica-se, como era esperado, que os concentrados de solos provenientes das rochas encaixantes, apresentam a menor frequência e os mais baixos teores. Os concentrados de solos originados dos serpentinitos e dos piroxenitos demonstram um comportamento semelhante; observa-se a maior frequência no intervalo de menor valor (0-0,1 ppm) e com uma ausência (serpentinito) ou pequena percentagem (piroxenito), nas classes superiores a 0,1 ppm. O domínio dos gabros destacou-se das demais populações, exibindo o maior número de amostras com presença de Pt, sendo a maior frequência nas classes inferiores a 0,2 ppm e apresentando o maior teor encontrado (0,8 ppm).

Com relação ao comportamento do Pd (**Figura 75**), verifica-se uma distribuição semelhante à observada para a Pt. Assim, os concentrados de solos provenientes das rochas encaixantes apresentam o menor número de amostras com presença de Pd, restritas ao menor intervalo (0-0,05 ppm). No domínio dos serpentinitos e dos piroxenitos, os valores estiveram concentrados nas classes mais inferiores, menores do 0,1 ppm e 0,15 ppm, respectivamente.

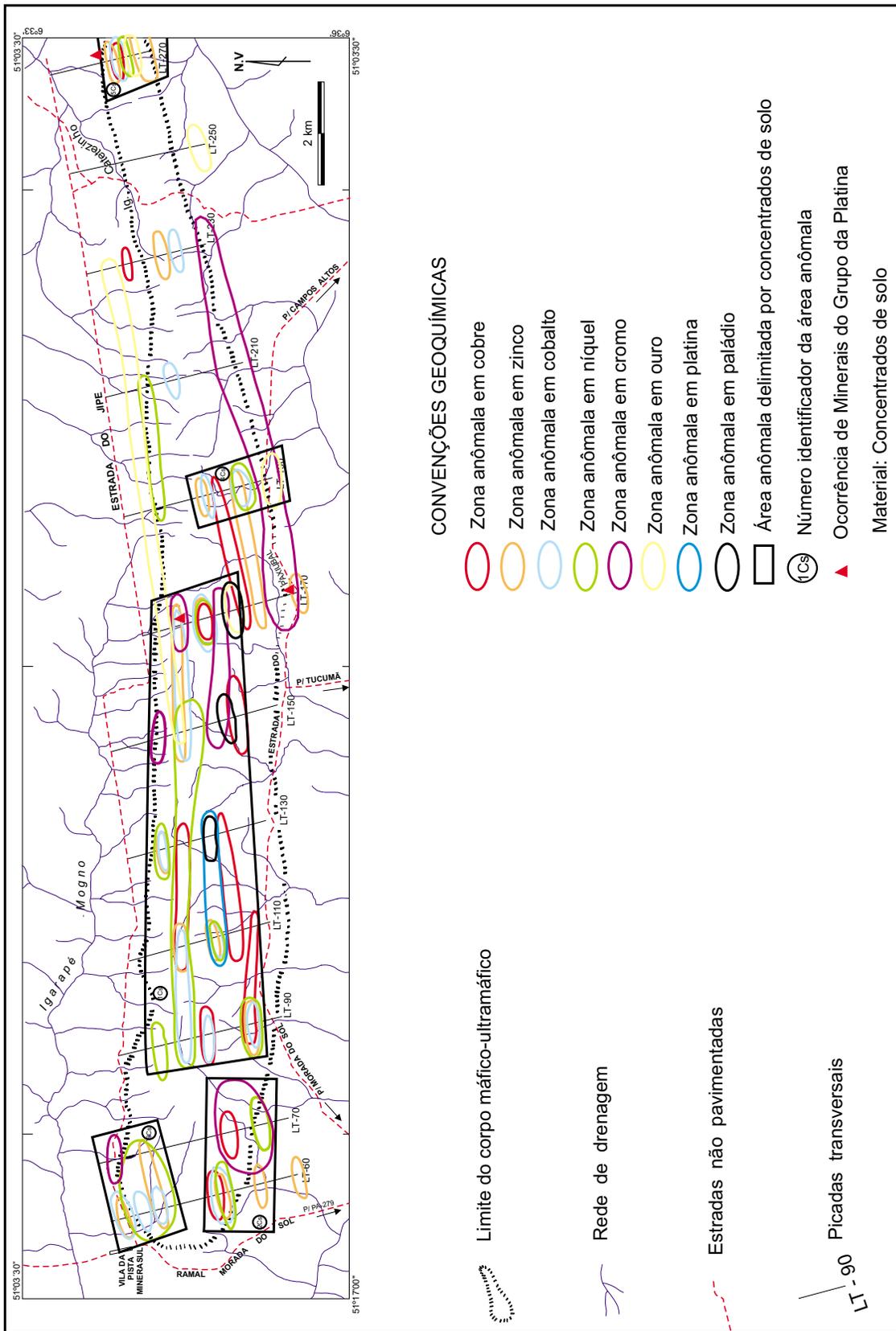
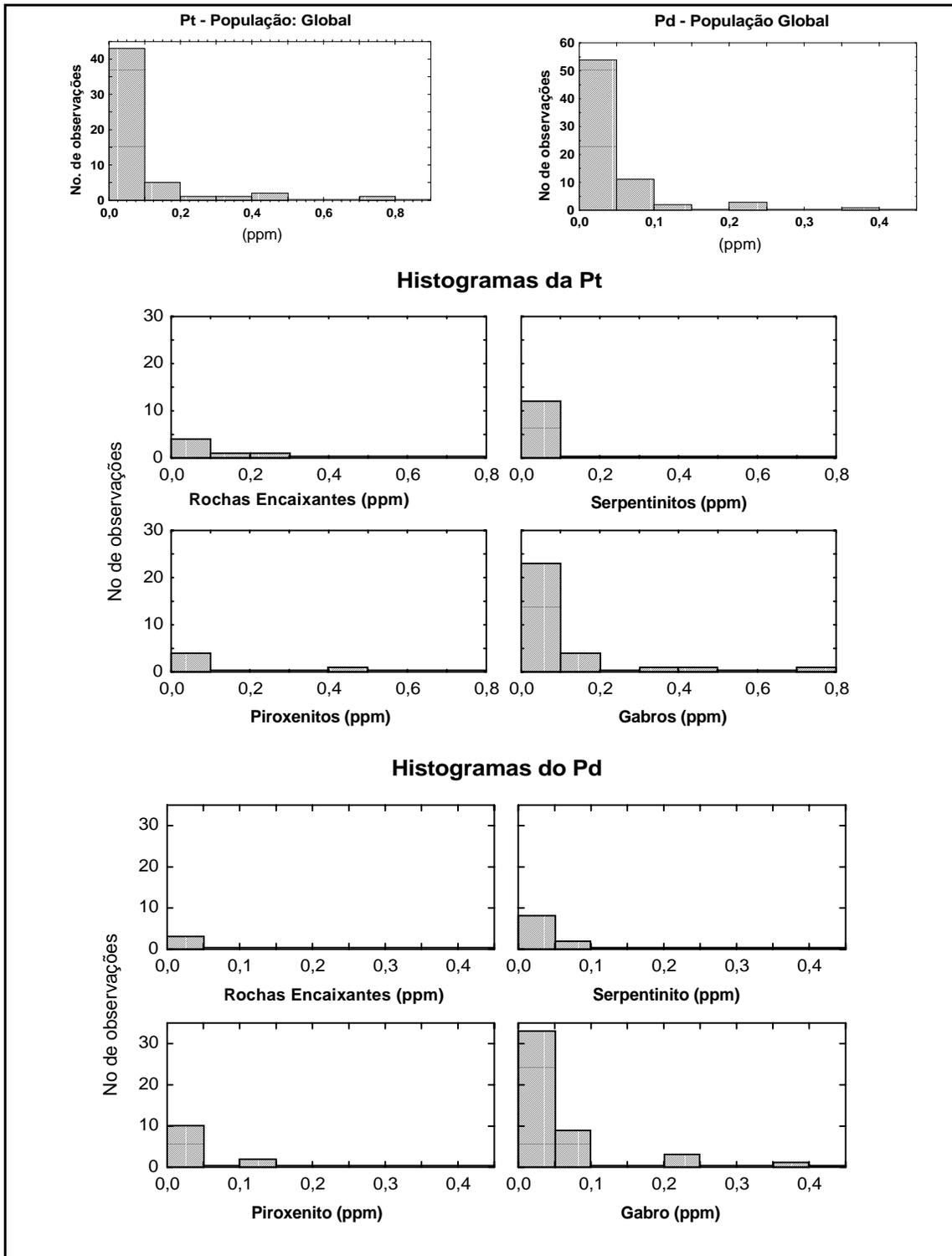


Figura 74 - Mapa das Zonas Anômalas de Concentrados de Solo no Alvo Serra da Onça



**Figura 75 - Distribuição da Pt e Pd; Alvo: Serra da Onça
Material: concentrado de solo**

Como consequência do seu maior potencial metalogenético para EGP, as rochas gabróicas exibem o maior número de amostras com presença de Pd agrupado nas classes inferiores a 0,1 ppm e com o maior valor de paládio detectados (0,4 ppm).

O estudo mineralógico dos concentrados de solo revelou que a cromita é o mineral mais freqüente e o mais abundante. Também foi observada a presença de ouro, corindon, óxido de manganês, monazita, epidoto, cobre metálico, chumbo metálico, calcopirita, magnetita, ilmenita, limonita, pirita, siderita, piroxênio, anfibólio, turmalina, leucocôênio, mica, cianita e apatita. Foram ainda detectados fragmentos de cromitito (PS-281, PS-286, PS-289 e PS-290) na LT-130, no domínio das rochas serpentiniticas, o qual apresenta um contexto favorável para a ocorrência daquele litótipo. Em termos de MGP esses foram identificados em 3 amostras de concentrados de solo (**Figura 75**). A amostra PS-409 está situada na LT-170, no domínio dos serpentinitos, onde foram detectados minerais de Pt e Pd. No concentrado de solo referente à amostra PS-453, também situada na LT-170 e no domínio dos gabros, foi detectada a presença de Os e Ir. A PS-639 foi a terceira amostra na qual foram detectados MGP, (constituídos de Pt e Pd) e está situada na LT-270, no domínio das rochas encaixantes. Como estes litótipos não apresentam vocação metalogenética para conter jazimentos de EGP, admite-se que a citada amostra tenha sido contaminada, por material proveniente das rochas máficas/ultramáficas, situadas em um posicionamento topográfico superior.

6.6.5 SEDIMENTOS DE CORRENTE

Foram coletados 95 sedimentos de corrente no Alvo Serra da Onça. A metodologia de amostragem e de análise do referido material está descrita no Capítulo 2 - item 2 deste relatório. Os sedimentos de corrente foram analisados para Cu, Zn, Co, Ni e Cr.

Os resultados acima foram tratados pelo programa Statistica que forneceu o Sumário Estatístico (**Tabela 3**). Para o estabelecimento de anomalias geoquímicas

utilizou-se a População Global. Isso em razão de que, a serra da Onça constituiu-se em um divisor de águas, cujas drenagens cortam perpendicularmente o acamada-mento do corpo máfico-ultramáfico. Dessa maneira, os sedimentos de corrente representam uma mistura de populações, provenientes de várias litologias.

Baseado nas considerações acima foram estabelecidas 29 anomalias geoquímicas, sendo 10 de Ni (≥ 3.003 ppm), 5 de Cu (≥ 53 ppm), 5 de Zn (≥ 88 ppm), 5 de Cr (≥ 6.173 ppm) e 4 de Co (≥ 243 ppm). Essas estão dispostas da porção central para oeste do corpo máfico-ultramáfico (**Figura 76**). Verifica-se que os pontos anômalos estão distribuídos na parte mais aflorante do corpo, situados a oeste da LT-190. Integrando-se os resultados analíticos e geológicos foram revelados 5 alvos geoquímicos, numerados por ordem de prioridade para pesquisa. O Alvo 1Sc abrange uma área de aproximadamente 8 km², compreendendo rochas gabróicas, piroxeníticas e serpentiniticas. Foi delimitado pela associação Zn-Ni-Co (PS-60 e PS-61) e pelas amostras anômalas em Cu (PS-50 e PS-52), Ni (PS-55, PS-63 e PS-64) e Cr (PS-56 e PS-95). O Alvo 2Sc (2 km²) situa-se na borda sul do CMSO, litologicamente representado por gabros e monzogranitos. Foi revelado pelas amostras PS-32, PS-33 e PS-37, anômalas em Cu. As amostras PS-05 e PS-06, situadas em 2 drenagens paralelas, delimitam o Alvo 3Sc, que revelou a presença de associação Ni-Co em terrenos monzograníticos e serpentiniticos. O Alvo 4Sc abrange rochas serpentiniticas, piroxeníticas e gabróicas e foi delimitado pelas amostras PS-04 e PS-18, que revelaram valores anômalos de Ni, Cu, Cr e Zn. As amostras PS-19 e PS-30, anômalas em Cr, delimitam o Alvo 5Sc, composto de rochas piroxeníticas, gabróicas e monzograníticas.

A interpretação dos dados acima é dificultada, em virtude de que as drenagens seccionam vários tipos litológicos e os sedimentos de corrente resultam de uma mistura de população com diferentes influências litológicas. Entretanto, subsidiado pelos estudos geoquímicos dos solos e dos concentrados de solo é evidente a presença de zonas anômalas na serra da

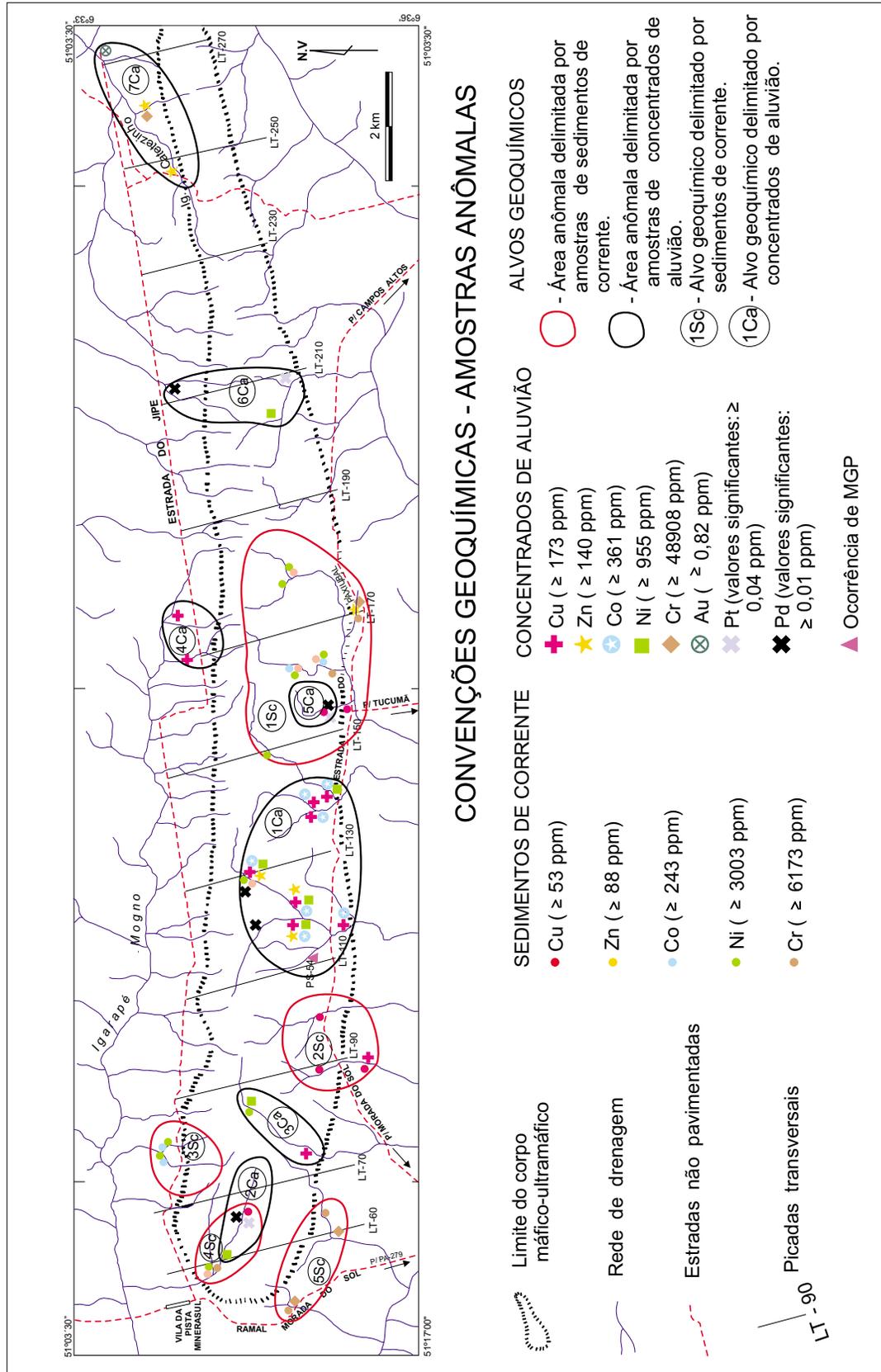


Figura 76 - Mapa de Zonas Anômalas (Geoquímica) Delimitadas por Sedimentos de Corrente e Concentrados de Aluvião no Alvo Serra da Onça

Onça, as quais estão refletidas nos sedimentos de corrente. Dessa maneira, as anomalias de Ni, Cu e Co, presentes em quase todos os alvos, é sugestiva de mineralizações sulfetadas, podendo conter EGP. Neste contexto, salienta-se o Alvo 1Sc, que abrange a seqüência gabróica do CMSO, a qual apresenta uma certa correlação litoestratigráfica com a *banded zone* do Complexo de Stillwater (Todd et al, 1982). Salienta-se ainda, o Alvo 2Sc caracterizado por anomalias cupríferas na seqüência gabróica. Essa associação geoquímica anômala (Ni-Cu), também reflete bacias de captação que contêm rochas serpentínicas e piroxeníticas, passíveis de armazenar mineralizações sulfetadas com EGP. As anomalias de Zn observadas nos alvos 1Sc e 4Sc estão sendo interpretadas como relacionadas a atividades hidrotermais, enquanto que as de Cr (particularmente no Alvo 5Sc), são sugestivas de níveis cromitíferos nos piroxenitos.

Conforme pode ser observado na **Figura 76**, ainda existem outras amostras anômalas (PS-31 e PS-46), que se apresentam isoladas e de importância secundária.

6.6.6 CONCENTRADOS DE ALUVIÃO

Igualmente aos sedimentos de corrente, foram coletadas 95 amostras de concentrados de aluvião no Alvo Serra da Onça. A distribuição dos pontos de amostragem pode ser observado no **Anexo IV**. O procedimento de amostragem e analítico está descrito no **Capítulo 2** - item 2. O material acima mencionado foi analisado para Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Pd e Pt.

Para o tratamento estatístico utilizou-se a População Global, visto que a bacia de captação de cada amostra, abrange diferentes litótipos. Desta maneira, o concentrado de aluvião representa uma mistura de população proveniente de diversas seqüências rochosas. Os resultados analíticos foram tratados pelo programa Statistica que forneceu o Sumário Estatístico (**Tabela 3**).

Integrando-se os dados acima e relacionando aos diversos litótipos (**Figura 6**) foram estabelecidas 37 anomalias geoquí-

micas sendo 12 de Cu (≥ 173 ppm), 7 de Co (≥ 361 ppm), 7 de Ni (≥ 955 ppm), 6 de Zn (≥ 140 ppm), 4 de Cr (≥ 48.908 ppm) e 1 de Au ($\geq 0,82$ ppm). No que se refere a Pt e o Pd nenhuma amostra alcançou os teores considerados como anômalos, 0,17 ppm e 0,11 ppm, respectivamente. Entretanto, como foram detectados apenas 3 resultados acima de limite analítico para Pt (0,04 ppm) e 5 para o Pd (0,01 ppm), esses valores estão sendo considerados como valores significantes. Todos esses pontos constam da **Figura 76**. As anomalias geoquímicas e os valores significantes detectados nos concentrados de aluvião estão dispostos por todo o corpo máfico-ultramáfico, nos diversos litótipos, porém com maior concentração na porção central entre as transversais 110 e 150. Integrando-se esses resultados geoquímicos com o mapeamento geológico, pode-se estabelecer, por prioridade para pesquisa, 7 alvos geoquímicos.

O Alvo 1Ca abrange cerca de 6 km² litologicamente constituído pelo Granito Plaquê e pelas seqüências gabróicas, piroxeníticas e serpentínicas da Suíte Intrusiva Cateté e foi delimitado pela associação anômala Co-Cu, a mais freqüente e presente em quase todas as amostras (PS-41, PS-42, PS-43, PS-44, PS-46, PS-47 e PS-48); anomalias de Ni foram observadas nas amostras PS-44, PS-46, PS-47 e PS-48, sendo que, nestas 3 últimas, estão associadas a anomalias de zinco; ainda nesse alvo foram detectados 2 valores significantes de Pd em drenagens concêntricas, que drenam rochas serpentínicas e piroxeníticas. O Alvo 2Ca (2 km²) abrange serpentinitos, piroxenitos e gabros e foi delimitado pelas amostras PS-03 e PS-04 que revelaram valores significantes de Pt e Pd e anômalo em Ni. As amostras PS-31 e PS-36 delimitaram o Alvo 3Ca, onde afloram as mesmas rochas ocorrentes no Alvo 2Ca, caracterizam-se por valores anômalos de Ni e Cu. No Alvo 4Ca estão presentes monzogranitos e serpentinitos e amostras anômalas (PS-27 e PS-28) em Cu. O Alvo 5Ca situa-se no domínio das rochas gabróicas e corresponde à bacia de captação da amostra PS-52 que exhibe valores significantes de Pt e Pd. Valores significantes de Pt (PS-67) e Pd (PS-77) e anômalo de

Ni (PS-68) delimitaram o Alvo 6Ca (3,2 km²), litologicamente constituído por granitos, gnaisses, serpentinitos e gabros. O Alvo 7Ca possui cerca de 2,7 km², onde ocorrem rochas gabróicas e serpentíníticas e monzograníticas e foi delimitado por anomalias de Zn (PS-91 e PS-92), Cr (PS-92) e Au (PS-89).

A exemplo do que se observa nos sedimentos de corrente, os concentrados de aluvião, também, exibem uma mistura de populações. Entretanto, é evidente a associação Ni-Co-Cu com Pt e Pd, sugestiva de mineralizações sulfetadas com EGP, salientando-se os alvos 1Ca, 2Ca, 5Ca e 6Ca e, mais particularmente, a seção gabróica. Algumas dessas zonas anômalas (2Ca, 3Ca e 5Ca) são coincidentes com as anomalias reveladas por sedimentos de corrente, para essa mesma filiação geoquímica. Como nos demais materiais estudados, para os concentrados de aluvião, as anomalias de Cr estão associadas a cromita, sendo os serpentinitos as encaixantes mais propícias para os níveis cromitíferos; o Zn e o Au podem estar relacionados a fraturamentos/atividades hidrotermais, sendo que esse último elemento também pode estar associado a mineralizações sulfetadas com EGP.

Conforme observado na **Figura 76** foram reveladas outras amostras anômalas de concentrados de aluvião. Assim no Alvo 5S, delimitado por amostras de sedimentos de corrente anômalas em Cr, foram também detectadas amostras anômalas (desse mesmo elemento) em concentrado de aluvião (PS-19 e PS-20). De maneira idêntica foram observadas no Alvo 2S, amostras anômalas de Cu, tanto em sedimentos de corrente como em concentrados de aluvião (PS-33 e PS-39). Verificam-se também amostras anômalas de concentrados de aluvião (PS-95) que ocorrem isoladas e com importância secundária.

As análises mineralógicas dos minerais pesados dos concentrados de aluvião detectaram a presença da cromita como o mineral mais freqüente e mais abundante. Foi também observado o ouro, pirita, mineral de arsênio, granada e siderita. Na amostra PS-54 (**Figura 76**) foi detectada a

presença de um Mineral do Grupo da Platina, constituído de Pt, Pd, Ni e Fe. A bacia de captação dessa amostra abrange principalmente rochas gabróicas, as quais são metalogeneticamente favoráveis a ocorrência de mineralizações de EGP.

6.6.7 CONSIDERAÇÕES GEOQUÍMICAS

Integrando-se os resultados geoquímicos obtidos através das amostras de solos, concentrados de solos, sedimentos de corrente e concentrados de aluvião coletados no Alvo Serra da Onça pode-se estabelecer as seguintes considerações:

- Os resultados dessa prospecção geoquímica foram satisfatórios, visto que detectaram MGP e delimitaram áreas anômalas para sua pesquisa dos elementos prospectados. Entretanto, deve ser enfatizada a pouca sensibilidade das análises químicas para EGP, com limites inferiores de detecção muito elevados para a dosagem de Pt e Pd e, secundariamente, de Au. Isso sem dúvida, prejudicou a prospecção desses elementos. Também, admite-se a necessidade de serem dosados outros elementos, tais como Ir, Os, Rh, As e Sb, sendo que estes dois últimos freqüentemente encontram-se associados a depósitos de EGP.

- Comparando-se os teores dos elementos analisados, nos solos e concentrados de solos, observa-se que, no domínio dos gabros, todos os elementos apresentam maiores teores nos concentrados de solo; os solos provenientes das rochas encaixantes, dos serpentinitos e dos piroxenitos apresentam os maiores teores de Cu e Ni, enquanto que os concentrados de solo, exibem os maiores teores de Co e Cr; o Zn apresenta os teores mais elevados nos solos provenientes dos piroxenitos e nos concentrados de solo originado das rochas encaixantes e dos serpentinitos. Para os futuros trabalhos prospectivos e considerando os elementos analisados, observa-se que a amostragem de solo é mais indicada do que a de concentrados de solo, visto que, os solos refletem de uma maneira semelhante o que foi detectado pelos concentrados de solo. Além do mais, a amostragem do primeiro material é muito

mais rápida e menos dispendiosa do que a do último.

- No que se refere à mobilidade geoquímica, entre os elementos analisados, pode-se distinguir 3 grupos. Um grupo é formado pelo Ni-Cu-Zn-Co, que são elementos de alta-média mobilidade, movimentando-se através de soluções aquosas e/ou material argiloso, constituindo anomalias hidromórficas. O outro grupo é formado pelo Cr, originado preferencialmente da cromita, que possui uma baixa mobilidade no ambiente supergênico, apresenta uma mobilidade essencialmente mecânica, produzindo anomalias clásticas. O terceiro grupo é formado pelo Au, Pt e Pd, elementos que assumem um posicionamento intermediário entre os dois grupos mencionados; assim, podem constituir complexos organo-argilosos (associados aos sulfetos), com uma média-alta mobilidade geoquímica constituindo anomalias hidromórficas; podem também ocorrer na forma nativa (detritica) ou em agregados junto aos compostos ferruginosos, com pouca mobilidade e formando anomalias clásticas.

- Os sedimentos de corrente e concentrados de aluvião forneceram resultados compatíveis com as suas naturezas, sendo que esse último apresentou como vantagem a possibilidade de serem feitas análises mineralógicas. Esse mesmo raciocínio, pode ser aplicado em relação aos solos e concentrados de solo. As análises mineralógicas conseguiram identificar os MGP (nos concentrados de solos e de aluvião) e serviram também para revelar indício de cromitito, não detectado durante os trabalhos de campo. Em termos de análises geoquímicas, semelhantes resultados foram observados nos solos e concentrados de solo, sendo que nestes, os picos anômalos estão mais ressaltados; sugere-se para os próximos trabalhos a utilização somente dos solos; entretanto, o método analítico tem que ser bastante sensível.

- O comportamento geoquímico do Zn, nos diversos materiais analisados é bastante peculiar, sendo considerado como o elemento discriminante. Assim, altos valores de Zn e os picos anômalos, principalmente nos solos e concentrados de

solos, são indicativos da ausência de rochas básico-ultrabásicas e sugestivos da presença de fraturamentos/atividades hidrotermais. Por outro lado, o Zn também pode constituir uma associação sulfetada a qual pode conter EGP (remobilizados).

- As anomalias geoquímicas detectadas no domínio das rochas encaixantes são consideradas inconsistentes. Isso em razão de que os estudos realizados, não revelaram qualquer vocação metalogenética do Granito Plaquê e do Complexo Xingu, para armazenar importantes jazidas de qualquer dos 8 elementos analisados. Além do mais, a posição topográfica inferior das rochas encaixantes em relação às rochas máfico-ultramáficas, favorece a migração gravitacional dos constituintes desses últimos litótipos para os primeiros.

- Todos os materiais amostrados destacaram a associação anômala sulfetada, constituída por Ni-Co-Cu, que é típica de uma filiação máfico-ultramáfica, a qual pode conter EGP. O mapa integrado (**Figura 77**), que reúne as áreas anômalas reveladas pelos diversos materiais amostrados, sugere como mais propícia para serem detectados jazimentos de EGP a parte central, para oeste (LT-170 a LT-190), do corpo máfico-ultramáfico. Essas áreas abrangem diversos litótipos; entretanto, de acordo com o modelo do Complexo de Stillwater (USA), a zona basal da seqüência gabrónica seria a prioritária.

6.7 METALOGENIA DOS ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA – EGP

6.7.1 ESTUDOS LITOQUÍMICOS DOS EGP

O estudo metalogenético para Elementos do Grupo da Platina nas rochas máfico-ultramáficas da serra da Onça, foi inicialmente realizado através de análises químicas, em nove amostras, compreendendo cinco piroxenitos e quatro gabronoritos, com o objetivo de determinar o teor de *background* para os mencionados tipos litológicos. Foram analisados Pt, Pd, Rh e Ir, escolhidos em razão da capacidade analítica do Laboratório Geolab e por serem representativos dos grupos do Irídio (IEGP) e do Paládio (PEGP). Segundo

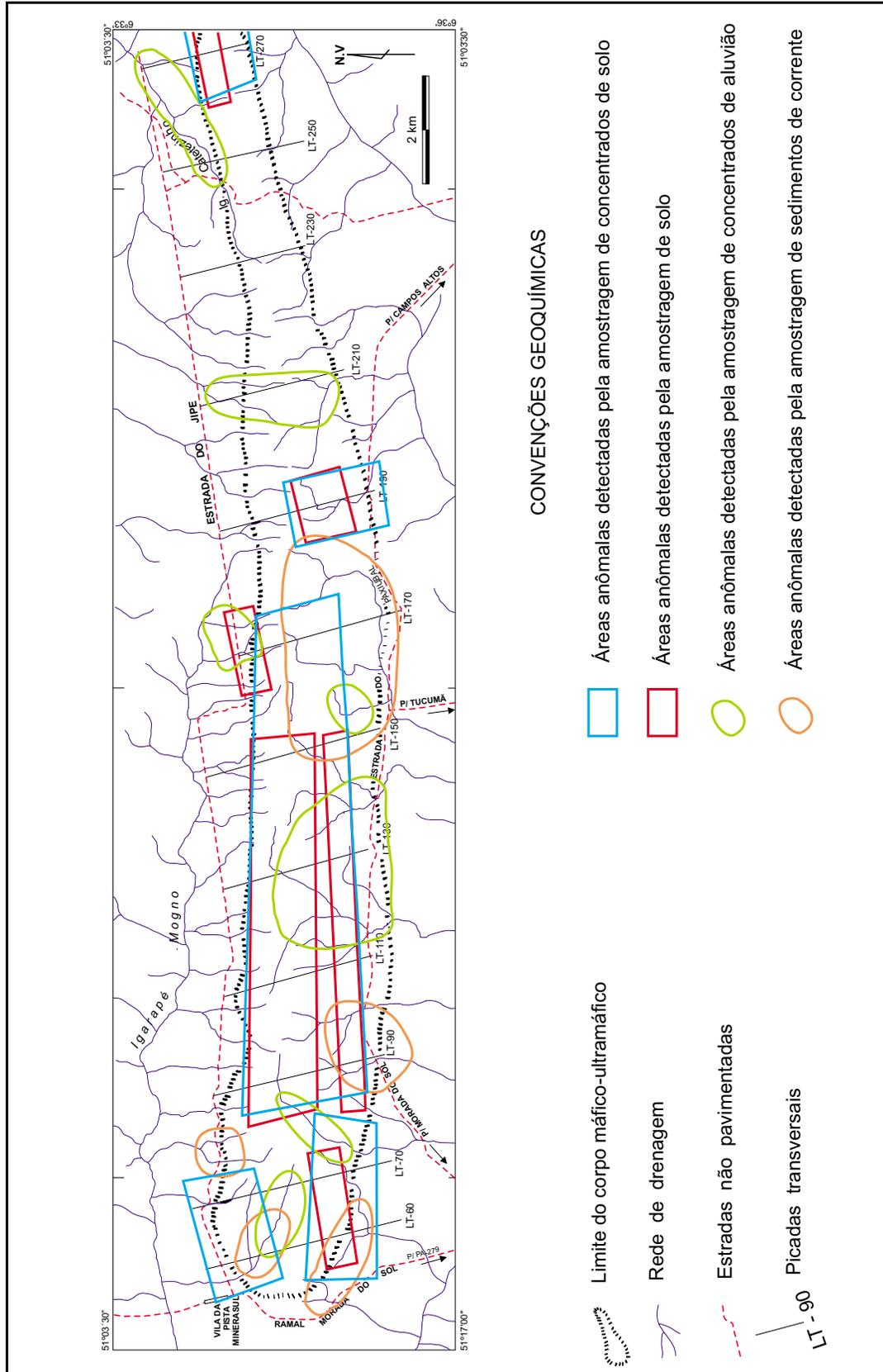


Figura 77 - Mapa Integrado das Principais Áreas Anômalas (Geoquímica) do Alvo Serra da Onça

Barnes et al. (1985), a análise desses elementos é suficiente para caracterizar o comportamento dos EGP durante a evolução magmática.

Os resultados mostraram-se prejudicados em razão da baixa sensibilidade do método analítico empregado. Dessa maneira, os valores de Pt, Rh e Ir ficaram abaixo do limite inferior analítico, respectivamente, 10 ppb, 20 ppb e 60 ppb. Com relação ao Pd, cinco resultados estiveram abaixo do limite inferior de sensibilidade analítica (1 ppb). Entretanto, em uma amostra de piroxenito obteve-se um teor de 2 ppb e em duas amostras de gabronoritos, os resultados foram de 2 e 3 ppm.

O estudo realizado permitiu detectar a presença de Pd nos piroxenitos e nos gabronoritos da serra da Onça. Os valores encontrados estão compatíveis com os teores médios da crosta terrestre fornecidos por Levinson (1974).

6.7.2 ESTUDOS QUÍMICO-MINERALÓGICOS DOS MGP

Os Metais do Grupo da Platina foram detectados em concentrados de solos residuais provenientes das rochas serpentínicas, piroxeníticas e gabróicas. As amostras (cerca de 20 litros cada) coletadas do topo do horizonte B, em uma profundidade de 40 cm, foram peneiradas em uma malha de aproximadamente 4 mesh e, posteriormente bateadas até se obter um volume variável entre 1 e 0,5 litros. O tratamento desse material constou basicamente da separação com auxílio de bromofórmio e do separador eletromagnético. Em seguida, o material foi examinado na lupa binocular e realizados, quando necessário, testes microquímicos. Finalmente, foram separados a cromita, os sulfetos e as partículas de MGP. Estes últimos foram submetidos à análise por Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV, com Espectroscopia por Dispersão de Energia - EDS.

O tratamento descrito permitiu separar cerca de duas dezenas de partículas de

MGP, das quais foram selecionadas as 5 mais representativas para estudos mais detalhados. Os MGP ocorrem sob a forma de grãos ("pintas" e pepitas), com dimensões variando de 0,125 mm a 4 mm. Apresentam-se em formas variadas, tais como, alongadas, placosas, irregulares e arredondadas. Alguns grãos exibem um hábito botrioidal. Ocorrem geralmente nas tonalidades cinza-esbranquiçado, cinza-amarelado e cinza-avermelhado. As partículas possuem um brilho metálico, embora em algumas amostras esse brilho não seja bem ressaltado. Nas **Figuras 78, 79 e 80** pode-se observar o aspecto dessas partículas em fotomicrografias obtidas por MEV.

Objetivando ilustrar este informe, apresentam-se imagens e resultados analíticos de duas típicas amostras de MGP obtidos por MEV/EDS, os quais compõem as **Figuras 81, 82, 83 e 84**. Nessas, pode-se observar a imagem de elétrons retroespalhados e o espectro de raios-X, obtidos por espectrometria dispersiva de energia.

Com base na morfologia das partículas de MGP pode-se distinguir dois grupos. O representado pelas **Figuras 78 e 79** é caracterizado por formas arredondadas, micro-porosas e aspectos corroídos. O outro grupo apresenta formas poliedrais, com faces planas e um evidente fraturamento (**Figuras 80a, 80c e 80e**).

Entre as partículas poliedrais é notável a **Figura 80e**, onde se observa um grão com fácies e formas poliedrais sugerindo um caráter primário residual. Entretanto, no detalhe desse grão (**Figura 80f**) pode-se observar uma superfície de corrosão do tipo *etching surface*, como resultados do ataque de soluções ácidas.

Outro aspecto a ser considerado é o das dimensões das partículas, sendo que as de dimensões maiores são mais compatíveis com remobilizações e agregações típicas de ambiente secundário, enquanto que os menores são mais condizentes com uma origem primária (Bowles, 1986).

A **Tabela 8** apresenta os resultados analíticos obtidos por MEV/EDS, das amostras de MGP coletadas na serra da Onça. Comparando-se esses valores, constata-se facilmente que a Pt é o principal constituinte, participando em quase todas as amostras com mais de 50%. Segue-se, em ordem de abundância, o Pd, com percentagens

variando entre 5,9% a 30,3%. O Fe é o terceiro constituinte em abundância, ocorrendo em quase todas as amostras com teores variáveis de 0,3% a 1,8%. Outros elementos, Os, Ir, Ag, Ni, Hg, Al e Si estão presentes de maneira esporádica e em percentagens inferiores a 5%.

TABELA 8 – TÍPICAS COMPOSIÇÕES DOS MGP DA SERRA DA ONÇA

Amostras % Elemento	PS-54	PS-409A	PS-409B	PS-639A	PS-639B	PS-453
Pt	80,9	62,4	62,1	64,5	42,0	-
Pd	11,5	5,9	17,6	30,3	24,2	-
Os	-	-	-	-	-	2,3
Ir	-	-	-	-	-	1,6
Ni	4,5	-	-	-	-	-
Fe	0,4	0,7	0,3	-	1,8	-
Hg	-	-	-	4,2	-	-
Ti	-	2,1	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	3,2	99,4
Si	-	-	-	-	1,0	-
Ag	-	-	-	-	-	1,7
Total	97,3	71,1	80,0	99,0	72,4	105,0

Entre as amostras contendo MGP destaca-se a PS-453, cujo conteúdo elementar difere das demais. Esta é caracterizada por 99,4% de Al, 1,7% de Ag, 2,3% de Os e 1,6% de Ir. Não foram encontradas referências à similar composição, entretanto, cientistas russos (Oleynikov et al., 1978) defendem a idéia da formação de alumínio nativo em processos ígneos relacionados a intrusões básicas. Portanto, essa associação, apesar de incomum, acredita-se que possa ocorrer, sendo necessário estudos posteriores para uma interpretação consubstanciada.

Outro aspecto a ser considerado é que no atual estágio de pesquisa não se conhece a origem exata das partículas de MGP. No ambiente magmático, os MGP ocorrem geralmente associados aos sulfetos e às cromitas, porém, no ambiente secundário, estão presentes nas lateritas e nos aluviões. As rochas da serra da Onça foram submetidas a um processo de lateritização, o que deve ter modificado o conteúdo original dos MGP. Baseado nas dimensões das partículas, é possível que as menores possam representar remanescentes de material endógeno.

Integrando-se esses dados, pode-se concluir que os MGP detectados na serra da Onça podem ser classificados

como ligas naturais de Pt-Pd-Fe. Entretanto, necessitam-se de estudos analíticos (microsonda) e mineralógicos mais detalhados, objetivando determinar a exata caracterização mineralógica.

Informa-se também que a cromita, ouro e óxi-hidróxidos de ferro estão associados aos MGP, nos concentrados de solo.

6.7.3 CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

Nas últimas décadas foram propostas inúmeras classificações de corpos máfico-ultramáficos que contêm jazidas de EGP. Entre as de nível internacional citam-se as de Naldrett & Cabri (1976), Cabri (1981), Cabri & Naldrett (1984) e Mac Donald (1987). Dentre os pesquisadores brasileiros, enumeram-se as classificações de Nilson (1984), Biondi (1986) e Farina (1988). Nenhuma dessas classificações está padronizada e mundialmente reconhecida, portanto torna-se difícil optar por uma delas. Às vezes, as diferenças entre elas são pequenas e dependem, em alguns casos, do ponto de vista que está sendo enfocado (litológico, metalogenético, geotectônico etc.). Entretanto, percebe-se que os complexos acima mencionados, em diferentes classificações, geralmente enquadram-se em uma mesma categoria.

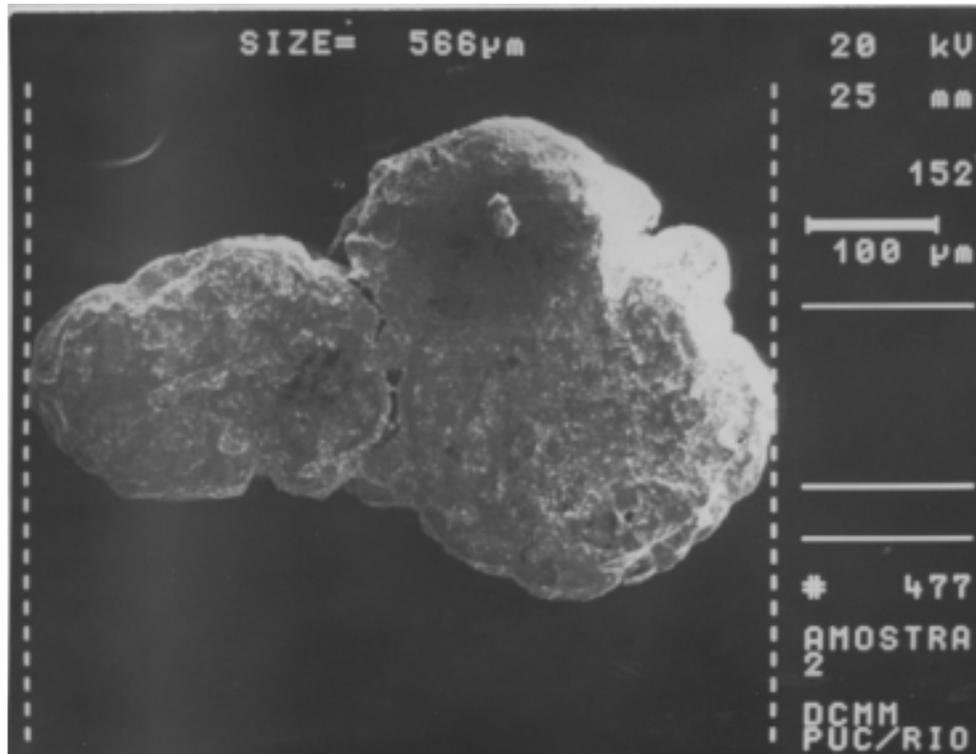


Figura 78 - Aspectos de um dos grãos de MGP coletados na Serra da Onça (Amostra PS-409). Fotomicrografia obtida por MEX no Laboratório da PUC - Rio de Janeiro

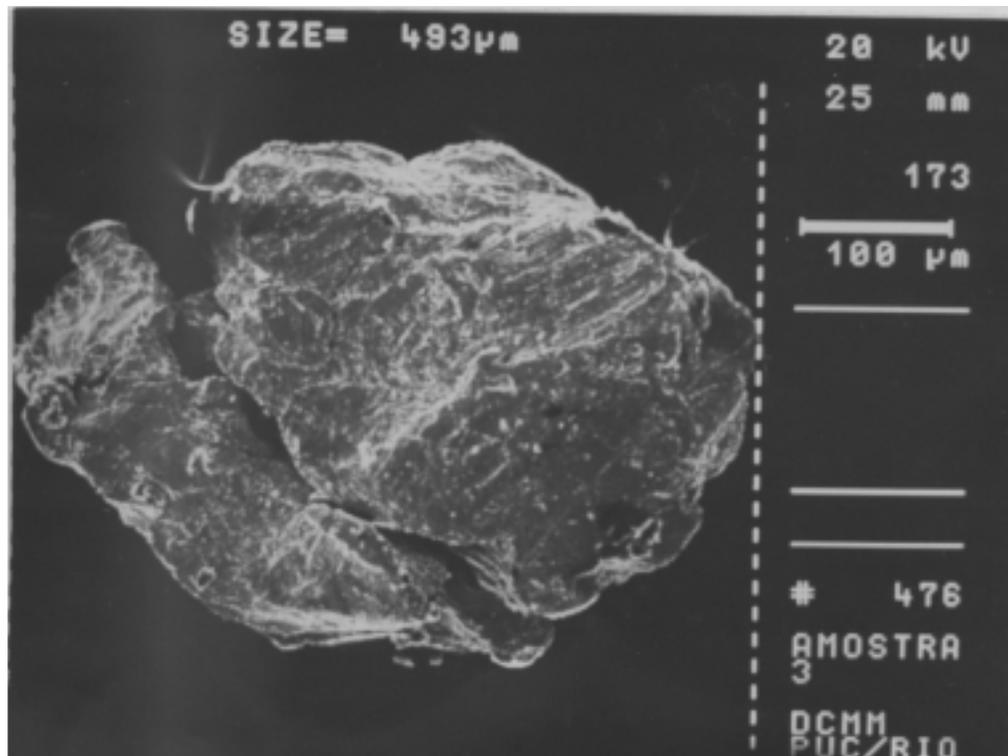


Figura 79 - Aspectos de um dos grãos de MGP coletados na Serra da Onça (Amostra PS-453). Fotomicrografia obtida por MEX no Laboratório da PUC - Rio de Janeiro

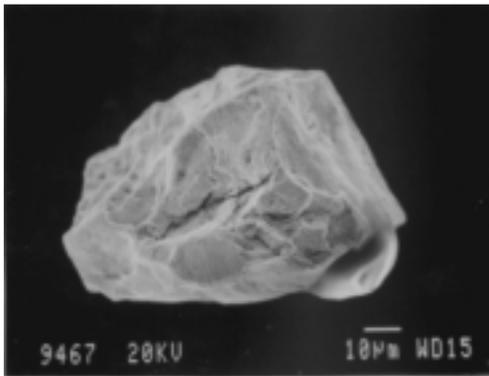


Figura 80a - Amostra PS-54a

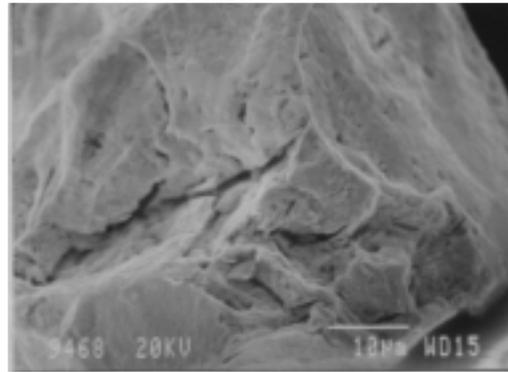


Figura 80b - Amostra PS-54a

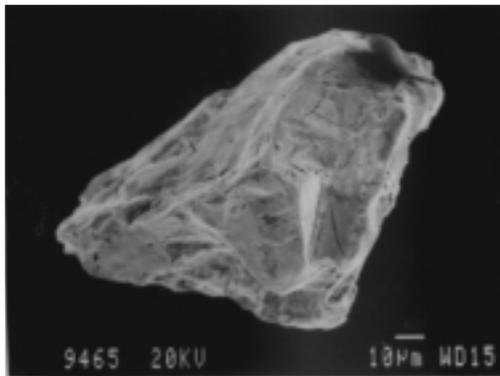


Figura 80c - Amostra PS-54b

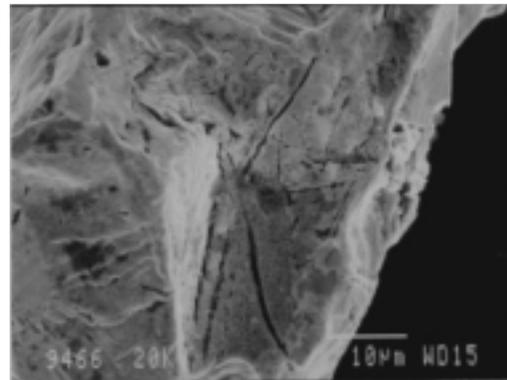


Figura 80d - Amostra PS-54b

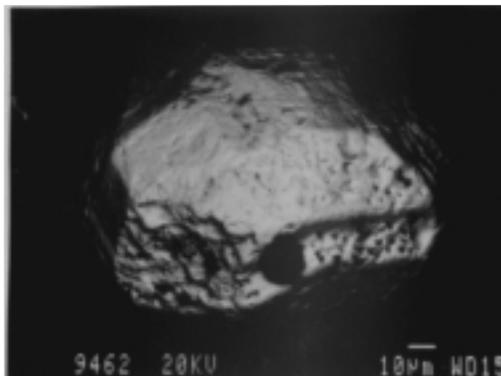


Figura 80e - Amostra PS-639a

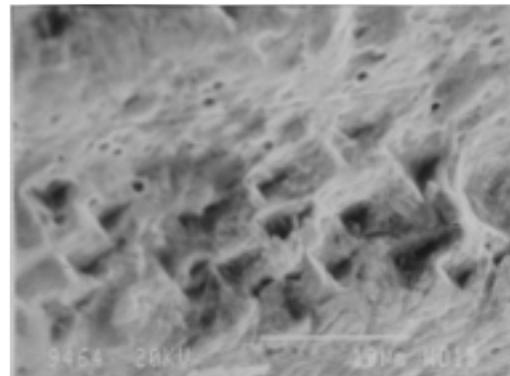


Figura 80f - Amostra PS-639a

Figura 80 - Aspectos dos grãos de MGP coletados na Serra da Onça. Fotomicrografia obtida por MEV no Laboratório da UPMC, Paris VI, França. As fotomicrografias da direita são detalhes das correspondentes à esquerda. Observam-se as diversas formas dos grãos e as texturas das superfícies. A figura 80e apresenta um grão com fácies e formas geométricas.

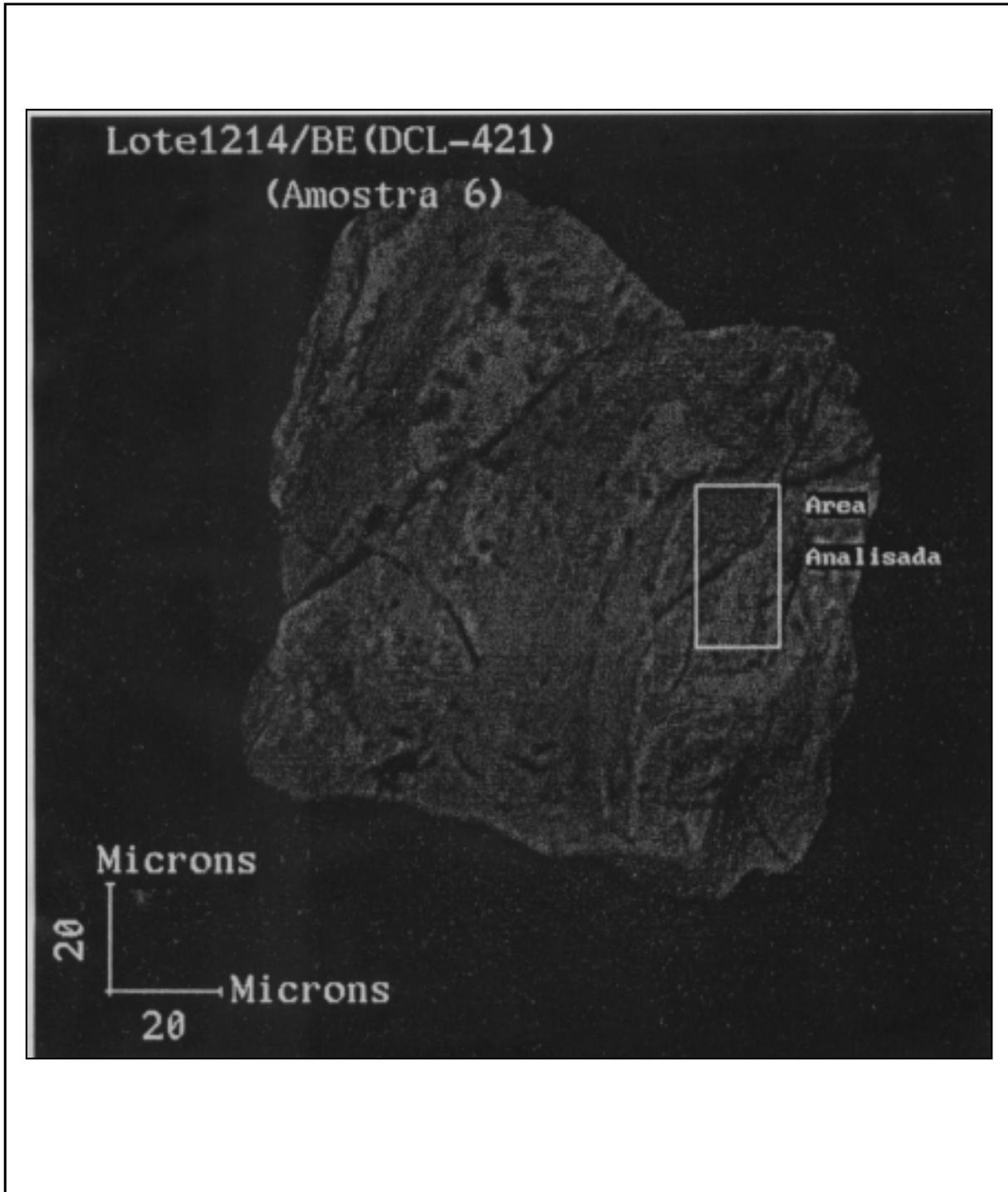


Figura 81 - Imagem de elétrons retroespalhados copiada diretamente através do IBAS correspondente à amostra PS-54. Aumento 500X

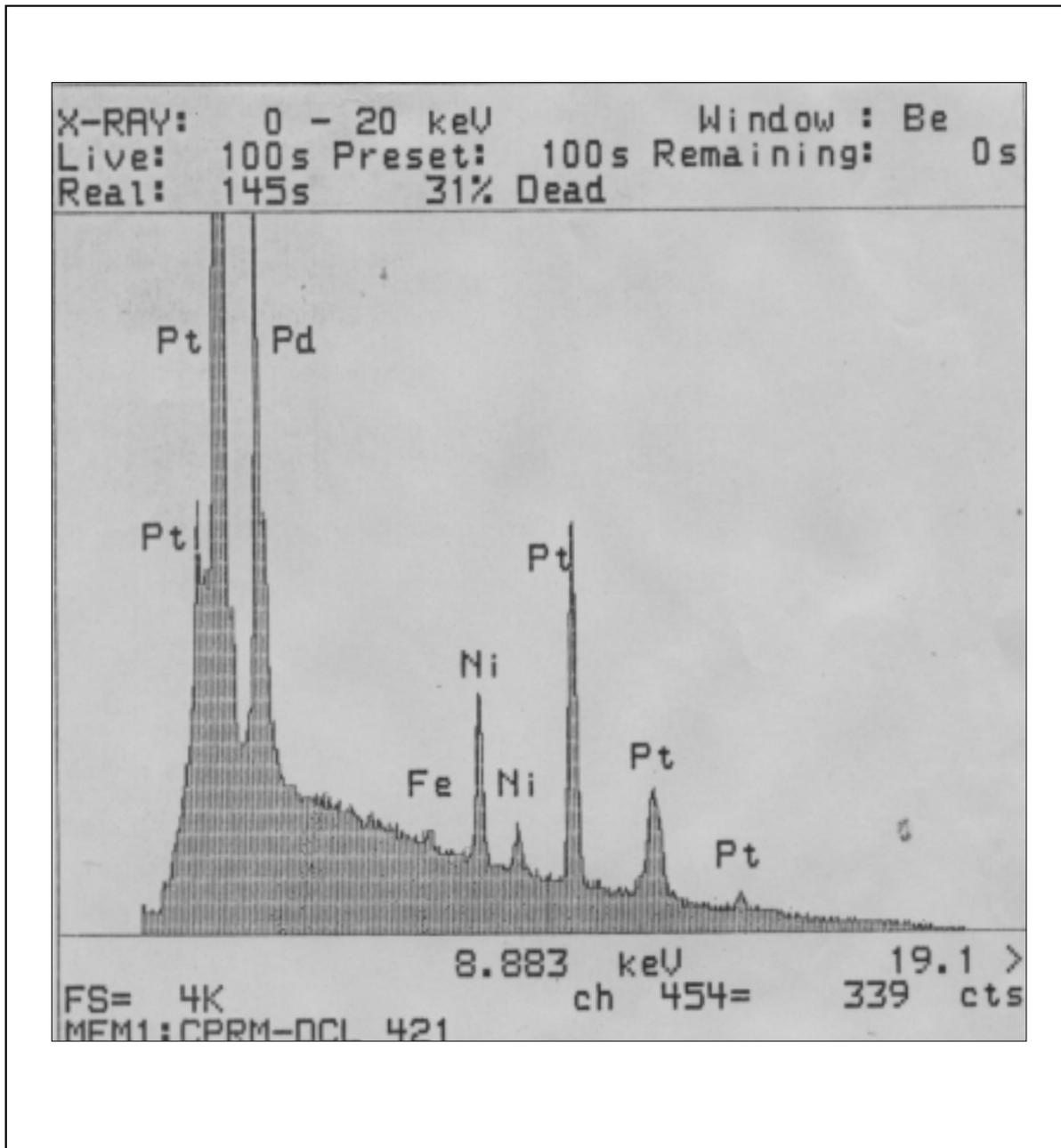


Figura 82 - Espectro de raios-X da amostra PS-54, referente a área especificada na figura anterior, tomado com 20K e V e distância de trabalho (WD) igual a 25 mm (MEV ZEISS 940-A e EDS LINK e XLII). Aumento: 500X.

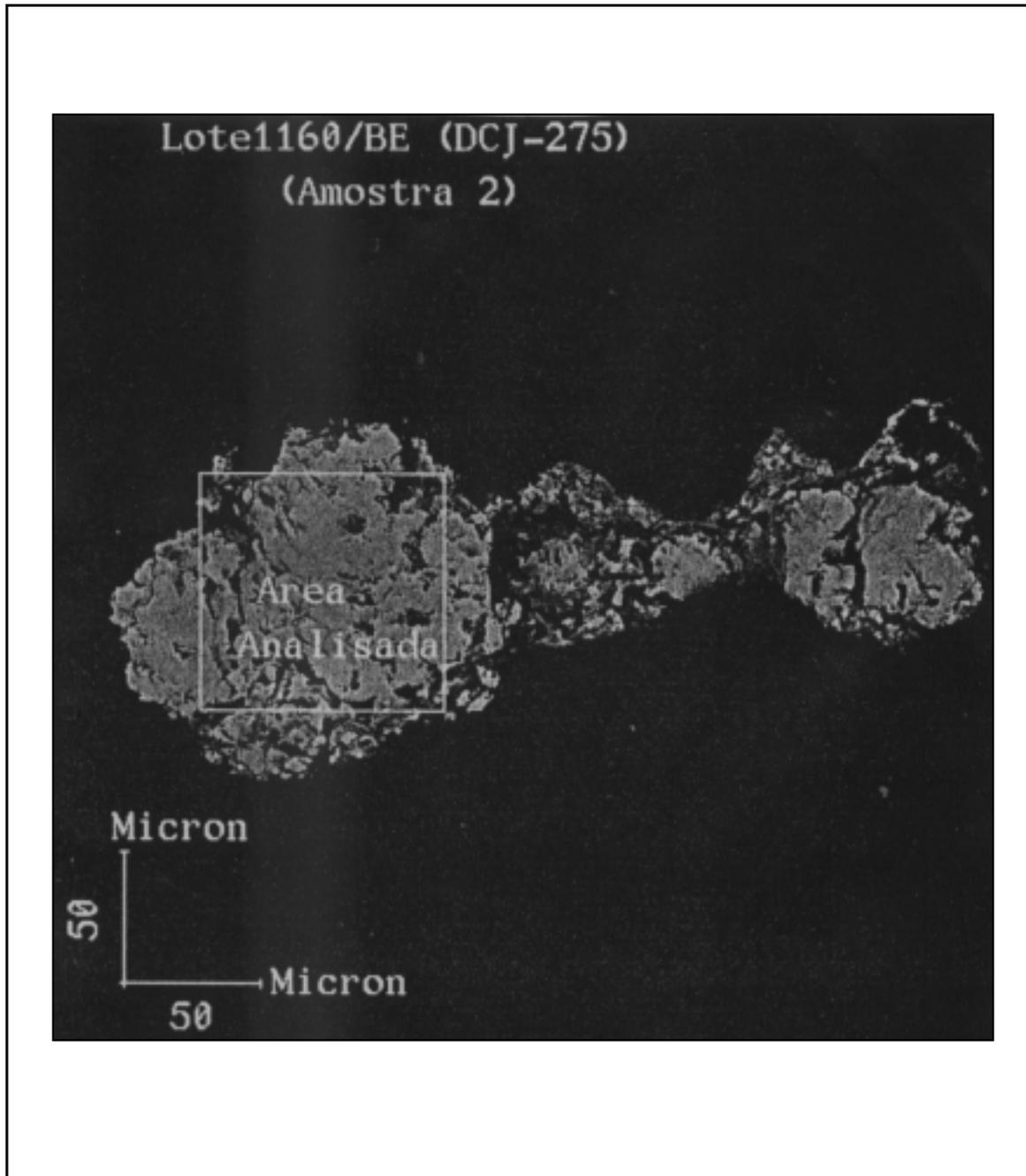


Figura 83 - Imagem de elétrons retroespalhados, copiado diretamente através do IBAS correspondente à amostra PS-639. Aumento: 200X.

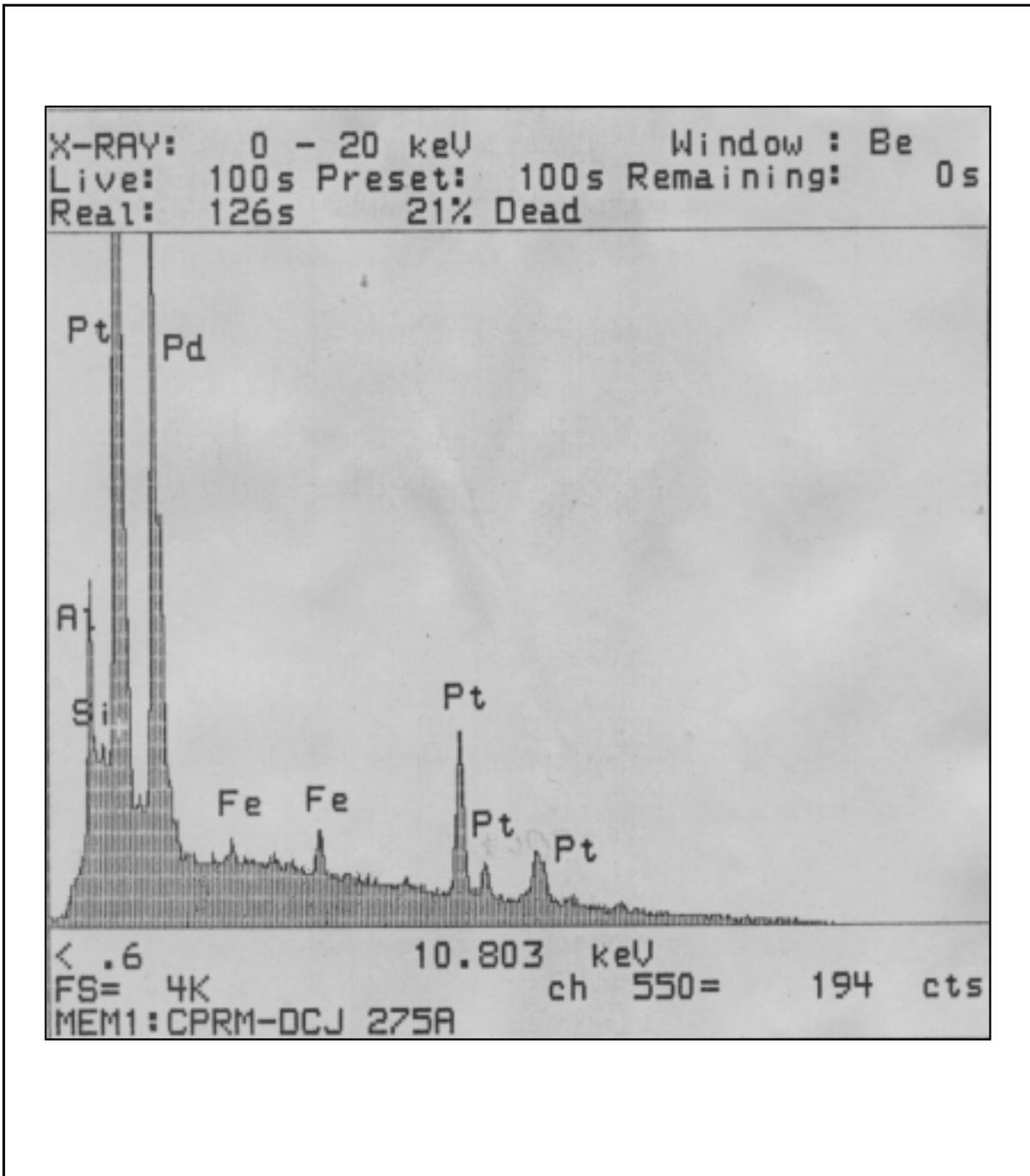


Figura 84 - Espectro de raios X da amostra PS-639, tomado com 20K e V e distância de trabalho (WD) igual a 25mm (MEV ZEISS 940A e EDS LINK e XLII). Aumento 220X.

Baseado no mapeamento geológico e nos estudos petrográficos e petroquímicos, a serra da Onça pode ser considerada como um complexo máfico-ultramáfico, intraplaca, intrusivo, acamadado, de idade paleoproterozóica e com vocação metalogenética para EGP. Essas características são semelhantes às apresentadas por outros corpos máfico-ultramáficos reconhecidamente portadores de jazidas de EGP, tais como os complexos de Stillwater, Bushveld, Great Dyke, Muskox e Penikat. Portanto, enquadrando-se o CMSO nas classificações mencionadas pode-se concluir que, independentemente da classificação adotada, a serra da Onça pertence à categoria dos depósitos magmáticos, em ambientes estáveis, de natureza máfico-ultramáfica, intrusiva, anorogênica e com bandamento repetitivo.

Os MGP detectados no CMSO estão presentes em solos originados de três contextos litológico-metalogenéticos. O mais basal desses ambientes corresponde às porções estratigráficas inferior e média do pacote dos serpentinitos. Nestes casos, os MGP poderiam estar relacionados aos níveis sulfetados e/ou às cromitas, presentes no mencionado tipo litológico. Esses condicionamentos são bem comuns em intrusões acamadadas, a exemplo do que se verifica nos complexos de Bushveld (Cameron, 1982) e Stillwater (Talkington & Lipin, 1986).

O outro contexto litológico-metalogenético, no qual foi detectada a presença de MGP, refere-se ao nível de piroxenito grosso. Trata-se de um bronzito cúmulus com plagioclásio intercúmulus. Esse litótipo é petrograficamente semelhante ao Merensky Reef, o qual armazena as importantes jazidas de EGP, no Complexo de Bushveld (Cameron, 1982).

Na porção média-inferior da sequência gabrítica do CMSO, também foi detectada a presença de MGP, que estão possivelmente relacionados às zonas sulfetadas existentes no pacote gabrítico. Salienta-se que este último condicionamento apresenta semelhanças estratigráficas e petrográficas com as jazidas de EGP associadas ao JM-Reef, do Complexo de Stillwater (Todd et al., 1982).

Além dos condicionamentos metalogenéticos para EGP citados, ainda foram detectadas, no âmbito do CMSO, as seguintes favorabilidades:

- A serra da Onça é constituída por peridotitos, piroxenitos e gabros, o que caracteriza a típica trilogia de Duparc *apud* Routhier (1963). Esse autor argumenta que, para um complexo armazenar mineralizações de EGP, deve ser constituído pelos mencionados tipos litológicos. Argumenta também que, quando o gabro é o tipo litológico predominante, a potencialidade do complexo aumenta. De acordo com os dados obtidos nesta pesquisa, esse panorama enquadra-se no contexto do CMSO, onde o gabro é o litótipo de maior abundância.

- Segundo Biondi (1986), os complexos portadores de jazidas de EGP "são sempre diferenciados, mostrando rochas peridotíticas e piroxeníticas na base, que passam gradativamente para rochas feldspáticas no topo". Esta descrição confere integralmente com a seqüência estratigráfica observada no CMSO.

- Ainda de acordo com Biondi (1986), "as concentrações de cromita sempre associam-se à parte basal dos maciços, mostrando-se preferencialmente junto aos níveis ortopiroxeníticos e duniticos. As concentrações de platinóides associam-se aos níveis cromíferos, junto aos cristais de cromita". Esse contexto é muito similar ao verificado no CMSO, no qual os MGP foram detectados na porção médio-inferior dos serpentinitos (originalmente dunitos), onde foi detectada a maior abundância de cromita, conforme comprovado nos estudos petrográficos e na amostragem de concentrados de solo superficial.

- As características químicas do magma que originou as rochas do CMSO, (Macambira, 1997) definidas por uma natureza sub-alcalina/oleítica e um alto conteúdo de Mg, Fe, e Ni, é um outro aspecto metalogenético favorável à serra da Onça, visto que os padrões químicos citados constituem uma constância nos complexos máfico-ultramáficos portadores de mineralização de EGP.

- Os estudos de ETR (Macambira, 1997) sugerem uma contaminação crustal silicosa através da incorporação de grandes volumes de rochas encaixantes félsicas, durante o desenvolvimento magmático do CMSO. Esse fato constitui uma favorabilidade metalogenética importante, pois poderia proporcionar a geração de sulfetos imiscíveis, os quais seriam os concentradores de platinóides. Salienta-se que esse evento foi constatado em complexos portadores de jazidas de EGP, inclusive no Complexo de Sudbury - Canadá (Gallagher et al., 1986).

- A repetição de camadas observada na serra da Onça sugere uma natureza cíclica, a qual pode ser produto da ação de dois magmas ou de um magma associado a intrusões múltiplas. A definição de que os grandes complexos máfico-ultramáficos sejam gerados a partir de um magma, de dois magmas ou de injeções múltiplas, ainda é um assunto controverso. Os trabalhos de diversos pesquisadores, tais como, Wager & Brown (1967), Naldrett & Cabri (1976), Vernaak (1976), Von Gruenewaldt (1979) e Cameron (1980 e 1982) abordam esse assunto e não chegaram a um consenso. Entretanto, o fenômeno de mistura magmática é admitido pela maioria dos au-

tores como necessário ao desenvolvimento de *reefs* platiníferos. Com base em observações de outros complexos máfico-ultramáficos de comprovada mistura magmática (Bushveld, Stillwater etc.), constata-se que a natureza litológica, a seqüência do empilhamento estratigráfico e o caráter cíclico e repetitivo das camadas, verificados no âmbito do CMSO, são sugestivos da ocorrência de fenômenos de mistura magmática.

- O caráter cumulático da cristalização magmática observado nas rochas da serra da Onça é outra característica das intrusões acamadadas portadoras de MGP. O desenvolvimento dessa feição é indispensável para o assentamento gravitacional de um líquido sulfetado rico em EGP, na base da intrusão e/ou de um pulso magmático.

- Finalmente, a presença de sulfetos (Fe-Cu-Ni) em variados posicionamentos estratigráficos é uma evidência do desenvolvimento de fases sulfetadas durante a evolução magmática do CMSO. Essa sulfetação é indispensável à formação de jazidas de platinóides e está presente em todos os complexos máfico-ultramáficos portadores de EGP.

7. Conclusões

Baseado nos trabalhos executados e nos resultados obtidos, pode-se concluir:

- A serra da Onça localiza-se no sul do Pará, mais particularmente, na porção sudoeste da Província Mineral de Carajás. Do ponto de vista geotectônico, a área de trabalho situa-se na porção sul do Cráton Amazônico, na região central do Bloco Araguacema e, mais especificamente, no domínio do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas.

- O CMSO (Corpo Máfico-Ultramáfico Serra da Onça) apresenta-se alongado, com o comprimento de cerca de 25 km, disposto segundo a direção N-S, obedecendo ao principal *trend* estrutural do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Em diversos afloramentos foi observado que o corpo máfico-ultramáfico mergulha cerca de 40° a 50° S.

- O corpo máfico-ultramáfico encontra-se intrusivo em rochas arqueanas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê. Percebe-se que as unidades litológicas componentes do CMSO, dispõem-se de maneira paralela e concordante, formando um padrão acamadado, segundo o alongamento do corpo. Dessa maneira, verifica-se, da base para o topo do empilhamento estratigráfico, uma seqüência de serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabronoritos. Petrograficamente, os serpentinitos são essencialmente constituídos por lizardita, com disseminados cristais de Cr-espinélio, magnetita e sulfetos (Fe-Cr-Ni). Nos exemplares mais preservados da serpentinitização, podem ser observados cristais reliquiais de olivina e de piroxênio, o que indica um protólito de natureza peridotítica. Os piroxenitos são constituídos por cristais cúmulus de bronzita, hiperstênio, augita e olivina, com plagioclásio intercúmulus. A variação proporcional desses constituintes permite identificar a presença de bronzititos, bronzititos feldspáticos, websteritos e hiperstenito feldspático. Associados aos piroxenitos podem ser observados lherzolititos e harzburgitos. A seqüência gabronorítica está representada por gabronoritos, noritos e gabros, listados em ordem de-

crescente de abundância. São constituídos por plagioclásio (labradorita), augita, bronzita, hiperstênio, anfibólio, biotita e opacos. Constituindo níveis no conjunto gabrítico são observados disseminação sulfetada, gabros grossos, laminação ígnea e textura "espinha de peixe" em piroxênios. Foram constatados, localmente, corpos de monzonitos e diques de diabásios, relacionados aos últimos estágios de diferenciação magmática.

- Como observado na serra da Onça, o paralelismo, uniformidade das camadas, homogeneidade litológica e as feições petrográficas sugerem um lento resfriamento, a partir de elevadas temperaturas, em um ambiente de relativa calma tectônica. A repetição, o arranjo e a homogeneidade das camadas sugerem a participação de um magma fonte, seguido de um processo de intrusões múltiplas. Os estudos petroquímicos e isotópicos (Macambira, 1997) revelaram que o CMSO foi originado de um magma mantélico, de natureza toleítica, que sofreu contaminação silicosa, diferenciou-se, alojou-se em níveis cristais superiores, onde se cristalizou (2,4 Ga). A presença dos sulfetos em diferentes posicionamentos estratigráficos é sugestiva da ocorrência de várias fases sulfetadas. Após a colocação do corpo, o mesmo sofreu ação de pelo menos dois tectonismos rúpteis, no que resultou a sua atual configuração.

- A prospecção geoquímica detectou a presença de alvos para pesquisa de sulfetos de metais base, bem como para ouro e EGP. Muitos desses alvos foram confirmados por diferentes materiais amostrados. As associações geoquímicas anômalas sugerem que os EGP podem estar relacionados a mineralizações sulfetadas de Ni, Cu e Co, e/ou a possíveis níveis de cromitito.

- Os MGP foram detectados em formas de "pintas" e "pepitas", obtidas de concentrados de solo. As análises por MEV revelaram a presença de Pt, Pd, Ir e Os, que se encontram associados ao Fe, Ni, Hg, Al, Ti e Si. Ainda não se obteve uma

perfeita caracterização mineralógica dos MGP, porém é provável que sejam de ligas naturais de Pt, Pd e Fe. Os MGP ocorrem em três condicionamentos litológico-metalogenéticos, associados aos serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos.

- As características geotectônicas, estratigráficas, litológicas, petroquímicas, geocronológicas e a vocação metalogenética para sulfetos de metais base, cromo e EGP do CMSO são semelhantes a de outros complexos máfico-ultramáficos reconhecidamente portadores das citadas mineralizações, tais como o de Stillwater, Bushveld, Great Dyke, Muskox e Penikate.

- Em termos de prioridade para pesquisa, destaca-se que as zonas mais favoráveis para concentração de sulfetos e EGP são aquelas existentes na porção inferior da seqüência gabróica. No pacote serpentínico salienta-se a presença de cromitas, que podem indicar níveis de cromititos, junto aos quais podem estar associados os EGP. Os bronzititos cúmulus grosseiros e as fases piroxeníticas sulfetadas podem armazenar EGP. Em termos de ambientes supergênicos destacam-se as crostas lateríticas e os colúvios-aluviões quaternários como possíveis portadores de mineralizações de EGP e ouro.

8. Recomendações

Os aspectos geológicos, petrográficos e químicos alcançados durante o desenvolvimento deste trabalho, sugere-se os seguintes condicionamentos metalogenéticos favoráveis à mineralização de EGP.

- Fácies sulfetadas existentes na porção médio-inferior da seção gabróica;

- Fácies sulfetadas ou ricas em Cr-espinélio presentes no pacote dos serpentinitos;

- Níveis de piroxenitos grossos (bronzita cúmulus com plagioclásio intercúmulus) e níveis de piroxenitos sulfetados.

No contexto supergênico resultante do condicionamento acima mencionado podem ainda ser citados como passíveis de conterem jazimento de EGP, as crostas lateríticas e os depósitos colúvio-aluvionares, a exemplo do que ocorre em Serra Leoa, na África (Bowles, 1986) e em Chôco, na Colômbia (Cabri et al., 1996), respectivamente.

Com base nos resultados obtidos sugere-se o prosseguimento das pesquisas com a execução das seguintes atividades:

- Prosseguimento dos trabalhos de mapeamento geológico e prospecção geoquí-

mica, com a implantação de seções intervalares, abrangendo particularmente a porção basal da seqüência gabróica, as zonas sulfetadas, os níveis de maior concentração de cromita, os locais de ocorrência de sulfetos EGP e as zonas anômalas (geoquímicas).

- Execução de estudos de química mineral e petroquímicos, objetivando determinar a variação críptica e os níveis estratigráficos mais favoráveis para conter depósitos magmáticos. bem como a caracterização do(s) magma(s) fonte(s), assim como conceber sua evolução magmática e metalogenética.

- Prospecção geofísica terrestre, ao longo das picadas transversais, nos maiores corpos máfico-ultramáficos, através dos métodos eletromagnéticos, gravimétricos e radiométricos, objetivando fornecer subsídios ao mapeamento geológico e determinar zonas sulfetadas.

- Encerrando essa fase da pesquisa recomenda-se a execução de poços, trincheiras e sondagem nos locais de ocorrência dos sulfetos e MGP e nas zonas anômalas determinadas pelos estudos acima descritos.

9 - Referências Bibliográficas

- ABRAM, M. B. O corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Bahia: caracterização petrográfica, geoquímica, tipologia e implicações metalogenéticas; reorganizado por Moacyr Moura Marinho. Salvador, SBG, 1994. 58 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de; BRITO NEVES, B. B.; HASUI, Y. O Pré-Cambriano Superior da América do Sul. Boletim do Instituto de Geociências, USP, v.7, n.45, 1976
- AMARAL, G. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. São Paulo, 1974. 212 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, USP.
- ARAÚJO, O. J. B. de; MAIA, R. G. N.; JORGE JOÃO, X. da S.; COSTA, J. B. S. da. A Mega-estruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, 1988. p.324-338.
- AUGÉ, T.; MAURIZOT, P. Magmatic and supergene platinum-group minerals in the New Caledonia ophiolite. Chronique de La Recherche Minière, n° 520, p. 3-26, 1995.
- AVELAR, V. G. de. Geocronologia Pb/Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental. Belém, 1996 149p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) Centro de Geociências da UFPA.
- BARNES, S. J.; NALDRETT, A. J.; GORTON, M. P. The origin of fractionation of platinum group elements in terrestrial magma. Chemical Geology, v.53, n. 3/4 p.303-323, 1985.
- BASEI, M. A. S. Geocronologia das folhas SB.22/SC.22. Belém: Projeto RADAM, 1973. (Relatório Inédito).
- BIONDI, J. C. Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. São Paulo, T. A. Queiroz, CBMM, 1986. p. 602.
- BOWLES, J. F. W. The development of Platinum-Group Minerals in Laterites. Economic Geology, v. 81, p.1278-1285, 1986.
- BOWLES, J. F. W.; GIZE, A.P.; COWDEN, A. The mobility of the platinum-group elements in the soils of the Freetown Peninsula, Sierra Leone. The Canadian Mineralogist, v.32, p.957-967, 1994.
- BRASIL. Projeto RADAM. Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BRASIL. Projeto RADAM. Folha SB.21 Tapajós. geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1975. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- CABRI, L. J. Relationship of mineralogy to the recovery of platinum group elements from ores. In: Platinum - Group Elements: mineralogy, geology, recovery, CIM. special volume 23, p.233-250, 1981.
- CABRI, L. J. & NALDRETT, A. J. The nature of the distribution and concentration of platinum group elements in various geological environments. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27, Moscow, 1984. Proceedings. Moscow, 1984. v.10, p.17-46.

- CABRI, L. J.; HARRIS, D.C.; WEISER, T. W. Mineralogy and Distribution of Platinum-Group Mineral (PGM) Placer Deposits of the World. *Exploration and Mining Geology*, 5 (2):73-167, 1996.
- CAMERON, E. N. Evolution of the lower critical zone, central sector, eastern Bushveld Complex and its chromite deposits. *Economic Geology*, 75(6):845-871, 1980.
- CAMERON, E. N. The upper critical zone of the eastern Bushveld Complex - precursor to the Merensky Reef. *Economic Geology*, 77(6):1307-1327. 1982.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. Anais... Belém, SBG, 1972 V. 3, p. 35-46.
- CLARKE, D. Newpet for DOS. St. John's, Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences. Centre of Earth Resources Research. 1993 45p.
- CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, V. The iron oxides. VCH, Verlagsgesellschaft mbh, Weinheim, 1996. 573p.
- COSTA, J. B. S.; PINHEIRO, R. V. L.; JORGE JOÃO, X. da S.; ARAÚJO, O. J. B. de. Esboço Estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém, v. 3 p. 11-26, 1991.
- COSTA, J. B. S.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; et. al. Evolução Litoestrutural da Região de São Félix do Xingu- Serra dos Carajás. *Geociências*, São Paulo, v.12, n. 2 p. 315-332, 1993.
- COSTA, M. L.; MACAMBIRA, E. M. B.; COSTA, W. A. M. 1994. O Crisoprázio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*, Belém: SBG 1994, p. 168-171.
- CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília. DNPM/CPRM, 1991 136p. il.
- CPRM. Programa Levantamentos geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu, Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Brasília: DNPM/CPRM. 344p. il.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; SÁ, C. A. S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; TEIXEIRA, N. P. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, v.16, n. 1, p 11-23, 1986.
- FARINA, M. Metais do Grupo da Platina - Ambiências Geológicas e Ensaio sobre a Geologia Quantitativa com Aplicações para Descobrimto de Depósitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG., 1988. v.1, p. 130-143.
- GALLAGHER, M. J.; NALDRETT, A. J.; RAO, B. V.; EVENSEN, M.M. Contamination at Sudbury and its role in ore formation. In: GALLAGHER, M. J. et al. *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London, Institute of Mining & Metallurgy, 1986. p. 75-92.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídio para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. Anais... Manaus. DNPM-CNPq. 1984 p. 129-141

- HEIM, S. L. & CASTRO FILHO, L. W. de. Jazida de Níquel Laterítico de Puma-Onça, Município de São Félix do Xingu, Pará. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C. E. S. (coords.). Principais Depósitos Minerais do Brasil, 1986. Brasília. DNPM/CVRD. 1986 v. 2, p. 347-368.
- IDESP. Projeto Rio Fresco; contribuição à geologia do Pré-Cambriano da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Resumo... Belém, SBG. bol. 2, p. 73-75, 1972.
- IRVINE, T. N. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrol.*, 23, Part II, p. 127-162, 1982.
- KÖPPEN, W. Climatologia. Trad. de Pedro Peres. Fundo de Cultura Econômica, 1948.
- LEVINSON, A. A. Introduction to Exploration Geochemistry. Calgary. Applied Publishing, 1974, 569p.
- MACAMBIRA, E. M. B. Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do Grupo Platina no Complexo Máfico-ultramáfico da Serra da Onça-Sul do Pará. Belém: 1997. 178p. Tese (Mestrado) Centro de Geociências, UFPA.
- MACAMBIRA, E. M. B.; JORGE JOÃO, X. da S.; SOUZA, E. C. de. Aspectos Geológicos e Petroquímicos do Granito Plaquê - Sul do Estado do Pará. In: SYMPOSIUM ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM, Brasília, 1996. Extended Abstracts... Brasília, p.73-75.
- MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J.M. Geocronologia da Síntese dos Dados e Novos Desafios. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. v. 7p. 263-288, 1995 (Série Ciências da Terra).
- MACAMBIRA, M. J. B. & LANCELOT, J. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. Anais... Belém, SBG, 1991. p. 49-58.
- MACDONALD, A. J. Ore deposits models. The platinum group element deposits: classification and genesis. *Geoscience Canada*, v.14 p.155-169, 1987.
- NALDRETT, A. J. & CABRI, L. J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum - group elements. *Economic Geology*, v. 71n. 7, p.1131-1158, 1976.
- NILSON, A. A. O estágio atual de conhecimento dos complexos máfico-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil - uma avaliação preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.9, p.4166-4203.
- OLEYNIKOV, B. V.; OKRUGIN, A. V.; LESKOVA, N. V. Petrologic significance of finds of native aluminium in mafic rocks. *Aoklady Akademii Nauk SSSR*, 243 n.1, p.191-194, 1978.
- PIMENTEL, M. M. & MACHADO, N. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito- greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, 1994. Resumos. Camboriú, SBG. 1994 v. 2, p. 390-391.
- ROSE, A.W.; HAWKES, H.E.; WEBB, J.S. *Geochemistry in mineral exploration*. 2ed. New York. Academic Press, 1979. 657p.

- ROUTHIER, P. Les gisements métallifères. Geologie et Principes de Recherche. Paris: Masson, 1963. 1282p. 2v.
- SA, J. H. S.; PRICHARD, H. M.; FISHER, P.; SPIER, C. A.; MATOS, A. A. Elementos e Minerais do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico Bacurí, Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. Anais. SBG. 6: 202-204. 1996.
- SALPETEUR, I.; JEZEQUEL, J. Platinum and palladium stream-sediment geochemistry downstream from PGE – bearing ultramafics, West Andriamena area, Madagascar. Journal of Geochemical Exploration, v. 43, p.43 – 65, 1992.
- SOARES, A. D. V.; BERNARDELLI, A. L.; MEDEIROS FILHO, C. A. de; BASTOS, J. M. E.; MARTINS, L. P. B.; LOURENÇO, R. S. Geologia Regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, Extremo Oeste da Província Mineral de Carajás (PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, 1988. v. 6, p. 2704-2712.
- STRECKEISEN, A. L. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, v.18 p.26-30, 1973.
- STRECKEISEN, A. L. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Review, v.12 p.1-33, 1976.
- SUDAM. Pesquisa Mineral no Iriiri/Curuá; relatório preliminar. Belém, 1972, 62p.
- SUDAM/Projeto de Hidrologia e Climatologia da Amazônia. 1984. Atlas Climatológico da Amazônia Brasileira. Belém: 1984. 125 p. (Publicação 39).
- SUITA, M. T. F. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados. Brasília: 1988 333p. Tese (mestrado) Instituto de Geociências, UNB.
- TALKINGTON, R. W. S. & LIPIN, B. R. Platinum-Group Minerals in Chromite Seams of the Stillwater Complex, Montana. Economic Geology, v. 81, p.1179-1186, 1986.
- TODD, S. G.; KEITH, D. W.; LE ROY, L. W.; SCHISSEL, D. J.; MANN, E. L.; IRVINE, T. N. The J-M Platinum-Palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana: Stratigraphy and Petrology. Economic Geology, v.77 p.1454-1480, 1982.
- VELOSO, H.P.; JAPIASSU, A. M. S.; GOES FILHO, L.; LEITE, P. F. Vegetação; as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: BRASIL. Projeto RADAM. Folha SB. 22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: 1974. p. IV/1 a IV/119. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- VERNAAK, C. F. The Merensky Reef - thoughts on its environment and genesis. Economic Geology, 17:1270-1298, 1976.
- VON GRUENEWALDT, G. A review of some recent concepts of the Busshveld Complex, with particular reference to sulfide mineralization. Canadian Mineralogist, 17:233-256, 1979.
- WAGER, L. R. & BROWN, G.M. Layered igneous rocks. São Francisco, W. H. Freeman,. 1967. 588p.
- WAGER, L. R.; BROWN, G. M.; WADSWORTH, W. J. Types of igneous cumulates. Journal of Petrol., v.1, Part I, p. 73-85, 1960.